

МЕСТОРОЖДЕНИЯ
ЗОЛОТА УРАЛА

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

*Институт геологии и геохимии
им. академика А.Н.Заварицкого*

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
URALS BRANCH

*The academician A.N.Zavaritsky
Institute of Geology and Geochemistry*

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Уральская государственная горно-геологическая академия

THE RUSSIAN MINISTRY OF EDUCATION

The Urals State Academy of Mining and Geology

Екатеринбург
Ekaterinburg

2001

На основе объектов-эталонов (золоторудные и золотосодержащие месторождения) рассматривается золотооруденение, сформировавшееся в связи со структурно-вещественными комплексами всех геодинамических обстановок (рифтогенной, океанической, островодужной, континентальной окраины).

Характеризуется установленная корреляция между рудными (и околорудными метасоматическими) формациями и вещественными комплексами, типоморфными для различных геодинамических режимов (обстановок). Крупные месторождения золота характерны для двух геодинамических обстановок - островодужной и активной континентальной окраины. Наиболее масштабные (по размерам рудных тел и запасам полезного ископаемого) золоторудные объекты являются, как правило, полихронными и полиформационными и локализируются в пределах шовных (долгоживущих) зон - продуктов коллизии. Таким объектам свойственны многостадийная (полиэтапная) история формирования, полиминеральные руды, интегральные формы и состав околорудно измененных пород и литогеохимических ореолов.

Перспективы региона по золоту оцениваются положительно. Основу его минеральной базы сегодня и на ближайшую перспективу составляют кварц-жильные, колчеданные, колчеданно-золотополиметаллические и россыпные месторождения. В ближайшие годы, видимо, к ним добавятся золотоскарновые, а также объекты нетрадиционных типов, подобные Воронцовскому, Гагарскому и Светлинскому месторождениям. Кроме того, очевидно, в ближайшие годы определится промышленная значимость комплексных объектов: с золотопалладиевой минерализацией, установленной в разновозрастных «черных» сланцах, развитых преимущественно в рифтогенной зоне Урала, а также в Волковском массиве габбро (Средний Урал), в зоне перехода габбро к клинопироксенитам («баронский» тип оруденения). Последняя проблема поставлена и решается сотрудниками Комитета природных ресурсов по Свердловской области и Института геологии и геохимии УрО РАН. Книга рассчитана на специалистов в области рудных месторождений, металлогении золота. Она может быть использована студентами старших курсов вузов геологического профиля.

Работа выполнена при поддержке ФЦП «Интеграция», «Университеты России, проектов "Minerals" Inco Soregnicus (ICA2 - СТ-200-1-10001) и "Магматизм, глубинные флюиды и оруденение" (00-15-98517).

Научные редакторы: академик РАН В.А.Коротеев,

д-р геол.-минер. наук, профессор В.Н.Огородников

Рецензенты: д-р геол.-минер. наук А.С.Таланцев,

д-р геол.-минер. наук, профессор А.Г.Баранников

This book includes an original materials of special investigation, so as data of field geology, exploration, development and gold mining for 50 last years, especially begining from 1975. On this basis the localization lows of gold and gold-bearing deposits and geodynamic conditions of formation of them are discussed. A correlation between ore (gold) formations (types) and rock complexes typomorphic for different geodynamic regimes are shown. The big deposits as a rule are polygenic and polychrome. These deposits are located in accretion-collision zones. The integral ore bodies, lithochemic and wall rock alteration aureols are very characteristic for deposits like these. The main aim of the monograph is to clear up of the relationship between different ore (gold) formations (types) on the one hand and their mineralization on the another hand.

© Институт геологии и геохимии УрО РАН. 2001

© УГГТА. 2001

© Сазонов В.Н., Огородников В.Н.,

Коротеев В.А., Поленов Ю.А. 1999

© Сазонов В.Н., Огородников В.Н.,

Коротеев В.А., Поленов Ю.А. 2001

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ КО ВТОРОМУ ИЗДАНИЮ.....	7
ВВЕДЕНИЕ.....	8
Глава 1. ИСТОРИЯ ОТКРЫТИЯ ЗОЛОТА, РАЗВИТИЕ ЗОЛОТОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ НА УРАЛЕ.....	10
Глава 2. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕЖИМЫ И ОБСТАНОВКИ РАЗВИТИЯ УРАЛА И СООТВЕТСТВУЮЩИЕ ИМ ЗОЛОТОПРОДУКТИВНЫЕ ВЕЩЕСТВЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ.....	18
Выводы.....	35
Глава 3. МЕСТОРОЖДЕНИЯ РИФТОГЕННОЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ.....	36
Авзянское рудное поле.....	38
Нияюское месторождение и Нияхойское рудопроявление.....	40
Месторождение Дальнее.....	50
Каганское месторождение.....	52
Выводы.....	54
Глава 4. ЗОЛОТООРУДЕНЕНИЕ ОБСТАНОВКИ ОКЕАНИЧЕСКОГО СПРЕДИНГА.....	55
Месторождение Золотая гора.....	55
Павловское проявление.....	62
Кировское месторождение.....	64
Месторождение Летнее.....	74
Маукское месторождение.....	78
Выводы.....	82
Глава 5. ЗОЛОТООРУДЕНЕНИЕ ОСТРОВОДУЖНОЙ ОБСТАНОВКИ.....	83
Колчеданные, колчеданно- и золотополиметаллические месторождения.....	84
Колчеданно-полиметаллические (барит-полиметаллические) и золотополиметаллические месторождения.....	87
Золотосодержащие колчеданные объекты уральского типа.....	88
Сафьяновское месторождение.....	88
Дегтярское месторождение.....	91
Золотосодержащие колчеданно-полиметаллические объекты баймакского типа.....	94
Месторождение Бакр-Гау.....	94
Гетерогенные золотополиметаллические месторождения.....	101
Ильинское рудное поле.....	102
Пильненско-Березогорское рудное поле.....	125
Мелентьевское месторождение.....	128
Куросанское рудное поле.....	133
Александринское месторождение.....	148
Золотооруденение массивов Платиноносного пояса.....	157
Выводы.....	163
Глава 6. МЕСТОРОЖДЕНИЯ АКТИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ.....	165
Золотооруденение надсубдукционных вулcano-плутонических поясов.....	165
Воронцовское золоторудное месторождение.....	171
Золоторудные месторождения кварц-жильного типа.....	186
Богомоловское месторождение.....	186
Вилейское месторождение.....	195
Пановская Ляга.....	198
Месторождения рудно-порфирирового типа.....	200
Золотооруденение, ассоциирующее с коллизионными гранитоидами тоналит- гранодиоритовой формации.....	215
Месторождение Невьянская Середовина.....	220
Сусанское месторождение.....	226
Благодатное рудное поле.....	229
Березовское рудное поле.....	237
Маминское золоторудное месторождение.....	267
Кочкарское рудное поле.....	273
Гумбейское рудное поле.....	290
Айдырлинское месторождение.....	306
Джетыгаринское месторождение.....	309
Сопряженное золоторудное и кварц-жильное оруденение.....	322
Золотооруденение шовных зон.....	335
Рудопроявление Чудное.....	335
Рудопроявление «Амфитеатр».....	342
Месторождение Додо.....	342

Рудопроизведения Расынской группы.....	346
Месторождение Долгий мыс.....	347
Февральское (Рефтинское) месторождение.....	364
Пышминско-Ключевское месторождение.....	371
Гагарское месторождение.....	375
Крылатовское месторождение.....	379
Непрягинское рудное поле.....	389
Светлинское месторождение.....	399
Астафьевское рудное поле.....	411
Астафьевское месторождение.....	425
Кумакское рудное поле.....	439
Выводы.....	449
Глава 7. ЗОЛОТООРУДЕНЕНИЕ ГЛАВНОГО КОЛЛИЗИОННОГО ШВА.....	451
Северо-Миасское рудное поле.....	451
Алтынташское месторождение.....	462
Миндякское рудное поле.....	467
Выводы.....	478
Глава 8. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПАССИВНОЙ ОКРАИНЫ КОНТИНЕНТА.....	479
Месторождение Кварцевая гора.....	479
Глава 9. ЗОЛОТО В ПЕТРО- И РУДОГЕНЕЗЕ.....	482
Распределение золота в нетрансформированных структурно-вещественных комплексах.....	482
Распределение золота в трансформированных структурно-вещественных комплексах.....	490
Обсуждение результатов.....	495
Глава 10. РУДНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ И СОСТАВ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК ФОРМИРОВАНИЯ СОДЕРЖАЩИХ ИХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ.....	500
Общие сведения.....	500
Месторождения, связанные с зонами рифтогенеза.....	502
Месторождения океанической геодинамической обстановки.....	506
Месторождения островодужной геодинамической обстановки.....	507
Месторождения активной континентальной окраины.....	510
Скарновые месторождения андезитового вулcano-плутонического пояса.....	510
Кварц-жильные месторождения массивов габбро-диорит-гранодиоритовой формации.....	511
Кварц-жильные месторождения, сопряженные с массивами гранитоидов тоналит-гранодиоритовой формации и комплексом даек гранитоид-порфиров.....	512
Сравнение минеральных ассоциаций руд месторождений, сопряженных с дизъюнктивами различной природы.....	512
Выводы.....	514
Глава 11. ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОРЕОЛЫ.....	516
Ореолы собственно золоторудных месторождений.....	517
Ореолы месторождений колчеданного семейства.....	529
Ореолы хрусталеносных кварц-жильных месторождений.....	536
Выводы.....	539
Глава 12. МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ И РУДНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ.....	540
Типоморфные черты зональности.....	540
Геологические и физико-химические причины образования зональности.....	547
Выводы.....	564
Глава 13. К ПРОБЛЕМЕ О СОВМЕЩЕННОСТИ ЗОЛОТОНОСНЫХ РОССЫПЕЙ С КОРЕННЫМИ ИСТОЧНИКАМИ ЗОЛОТА (ПРАКТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ).....	566
Глава 14. К ПРОБЛЕМЕ НАПРАВЛЕНИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ И ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ.....	572
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	576
RESUME. (APPENDIX TO RESUME).....	577
ЛИТЕРАТУРА.....	599
ПОСТСКРИПТУМ.....	620

ПРЕДИСЛОВИЕ КО ВТОРОМУ ИЗДАНИЮ

Со времени выхода в свет первого издания этой книги (середина 1999 года) прошло совсем немного времени. Однако ее тираж уже полностью разошелся. Более того, остались неудовлетворенными заявки на нее от специалистов, причем не только из Уральского региона, но и из других, включая и зарубежные.

Интерес, проявленный к монографии, вполне понятен: в ней на современной геодинамической основе сведены результаты оригинальных исследований по проблеме и впервые для Урала приведена детальная современная характеристика более 50 месторождений золота (до этого материалы по ним были рассредоточены по многочисленным фондовым отчетам и отраслевым изданиям, доступным лишь узкому кругу геологов).

В монографии характеризуются эталонные золоторудные объекты всех формационных типов, известных на сегодня в регионе в связи с вещественными комплексами различных геодинамических обстановок. По мнению авторов, они должны послужить основой для разработки и усовершенствования стратегии, тактики поисков и прогнозирования золотого оруденения, в первую очередь нетрадиционных типов и слепого.

Осенью прошлого года на заседании УКСОГЕН (Уральский комплексный совет по геологии и природопользованию) и зимой на III Уральском металлогеническом совещании было отмечено, что книга своевременная, отличается насыщенностью фактическим материалом (имеет отчетливую практическую направленность) и глубиной его проработки на основе современных представлений о геологическом развитии Урала, моделирования рудно-геохимических систем, свойственных вещественным комплексам различных геодинамических режимов. На указанном совещании было специально подчеркнуто, что "книга нужная, но издана преступно малым тиражом".

Вышесказанное, а также появившиеся свежий фактический материал и возможность исправить замеченные огрехи подвигли нас на подготовку второго издания книги. Мы посчитали логичным включить в нее дополнительно главу "Золото в петро- и рудогенезе", которая является базовой для понимания основных вопросов геохимии золота в широком и узком значении этого термина, условий локализации и генезиса его месторождений.

В 1998 г. опубликована монография по Александринскому месторождению; ее авторы с новых позиций (опираются на материалы, полученные в последнее время по сульфидной минерализации океанов) рассмотрели условия локализации, строения, состав и зональность рудных тел. Предлагаемый в настоящем издании очерк по этому объекту составлен в основном на базе этой монографии.

Кроме того, чтобы ключевые части монографии были доступными для англоязычных специалистов-рудников, мы разработали "*Appendix*" к "*Resume*", помещенному в первом издании книги.

Авторы приносят искреннюю благодарность читателям, приславшим и высказавшим устно замечания по тем или иным разделам книги первого издания. На большую часть из них мы "отреагировали", что, несомненно, поспособствовало улучшению ее качества.

ВВЕДЕНИЕ

В начале-середине 90-х гг. XX в. уральские золоторудные предприятия акционировались, а по существу лишились государственной поддержки и начали (одни быстрее, другие - медленнее) "умирать". Закрыты Миндякский и Быньговский рудники, остро стоит вопрос о мокрой консервации Березовского рудника. На нем, а затем на Качкарском и Крылатовском рудниках возникли сложнейшие социально-экономические проблемы. Но главная причина - себестоимость 1 г золота, добываемого этими предприятиями, достигает \$ 15-18, цена же за это количество золота на мировом рынке не превышает \$ 12,5 (причем наблюдается тенденция к ее снижению; к концу 2000 г. она опускалась до \$ 9,5).

Однако, как показано в работе (Сазонов, Огородников, Поленов, 1997), интерес к уральскому золоту не угас. Успешно обрабатываются методом кучного выщелачивания окисленные руды месторождения Муртыкты, в ближайшее время аналогичную технологию попытаются использовать для отработки золотопродуктивных кор Воронцовского месторождения; ведется подготовка (с использованием золотодобывающей австралийской компании) и эксплуатации зоны окисления Светлинского месторождения; проводится пробная эксплуатация скважинным выщелачиванием с использованием хлоринации Гагарского золоторудного месторождения; ведется оценка площадей развития комплексного (золотопалладиевого) оруденения (зоны минерализации в «черных» сланцах, а также на контакте габбро среднеуральского Волковского массива габбро с клинопироксенитами). Однако показателем того, что в золотодобывающей промышленности дела обстоят неблагоприятно, является резкое сокращение старательских артелей. К тому же, ни одна из немногих сохранившихся артелей в настоящее время не работает (отсутствуют инвестиции, а если и имеются, то незначительные, не дающие возможности развернуть работы широко, экономически целесообразно).

Интерес исследователей к месторождениям золота закономерен, что обусловлено двумя причинами: 1) золото фиксируется практически во всех генотипах минерального сырья, однако степень его концентраций разная, часто невыясненная, 2) золоторудные месторождения отличаются богатством минеральных видов (например, в Березовском золоторудном поле на сегодня известно 44 эндогенных минерала, количество их несомненно будет увеличиваться).

Золотое оруденение развито в связи с вещественными комплексами всех геодинамических режимов их развития, что в основном обусловлено способностью золота накапливаться как в щелочной, так и в ацидофильной обстановках и транспортироваться в различных формах. Обобщения последних лет (Сазонов, Григорьев, Мурзин, 1996; Сазонов, Огородников, Поленов и др., 1997 и др.) показали, что для геодинамических обстановок, характеризующихся образованием фемических комплексов пород, свойственны золотосодержащие рудные формации (месторождения), а для тех из них, которые представлены в существенной мере саллическими комплексами, - собственно золоторудные. Площади, на которых совмещены вещественные комплексы, возникшие в различных геодинамических обстановках (преимущественно зона активной континентальной окраины), отличаются сложным (полигенным и полихронным) золотооруденением.

Основой для монографии послужили разработанные в последние годы разномасштабные геодинамические схемы Урала, накопившийся большой материал по золоторудным месторождениям, а также уже имеющиеся "пробные" публикации по проблеме (Сазонов, Григорьев, Мурзин, 1996; Сазонов, Огородников, Поленов и др., 1997 и др.).

Авторы не ставили себе задачу охарактеризовать все золоторудные объекты Урала. Это дело будущего. Сейчас же главная цель - предельно полно дать представление о корреляции между структурно-вещественными комплексами различных геодинамических обстановок и сопряженным с ними разноформационным

золоторуденением. Последнее в работе характеризуется на примере объектов-эталонов (от одного до трех и более), выбранных по ряду признаков: масштабность, генезис, характер локализации рудных тел, типоморфные черты рудных и нерудных минеральных парагенезисов.

В работе дается характеристика каждого из выбранных в качестве эталонных месторождений: геологическая позиция, основные черты геологического строения, форма рудных тел, их зональность, строение и зональность тел сопряженных с ними метасоматитов (дорудных, околорудных, сорудных, отчасти послерудных, строение и состав литогеохимических ореолов). Все крупные золотосодержащие и собственно золоторудные объекты характеризуются полигенным и полихронным золотым оруденением. Формирование таких объектов часто было весьма растянутым по времени (различные этапы их образования часто отвечают разным геодинамическим обстановкам) и достигало 30-60, в отдельных случаях 80 млн лет (см. Сазонов и др., 1996). Полигенные и полихронные объекты отличаются полиэтапным и интегральным оруденением, телами околорудно измененных пород и литогеохимическими ореолами. В работе на примере наиболее хорошо изученных объектов (Воронцовское, Кочкарское, Светлинское, Муртыкты и др.) рассматриваются сложные месторождения, имеющие принципиальное значение для детализации вопросов рудообразования в целом и, в особенности, для решения вопросов прикладной геологии.

Особое внимание в работе уделено источникам флюидов и рудного вещества, обоснованию применительно к Уральскому региону двух их типов: мантийного и корового. Оказалось, что месторождения золота, сформированные при участии первого источника, являются более масштабными, часто нелинейно связанными с геологическими комплексами, в которых они локализуются. Области проявления в природе этого источника флюидов: рифтогенная, океаническая и островодужная геодинамические обстановки и отчасти геодинамическая обстановка активной континентальной окраины. Типоморфными для проявления корового источника флюидов являются блоки сиалической коры (активной континентальной окраины).

Мы в нашей книге преследуем три цели: 1) обобщить материалы по золоторудным месторождениям Урала, накопившиеся за последние примерно 30 лет, уделив при этом особое внимание новым, полученным за последние годы данным по объектам прожилково-вкрапленного (не кварц-жильного) типа, взяв за основу современную модель геодинамического развития региона; 2) сделать доступным для широкого круга исследователей знакомство с большим (51) количеством уральских золоторудных месторождений различных геодинамических обстановок (материалы по ним рассредоточены по многочисленным фондовым отчетам и отраслевым изданиям, доступным лишь узкому кругу геологов); 3) способствовать привлечению инвесторов к вложению средств в золотую промышленность, без восстановления которой, мы в этом уверены, поднять экономику страны до уровня цивилизованных государств невозможно.

Охарактеризованные в книге эталонные золоторудные месторождения всех формационных типов, известных на Урале (Сазонов, 1988), должны, по мнению авторов, послужить основой для разработки и совершенствования стратегии и тактики поисков и прогнозирования золотого оруденения. В первую очередь это касается объектов золотооруденения нетрадиционного прожилково-вкрапленного типа.

ИСТОРИЯ ОТКРЫТИЯ ЗОЛОТА, РАЗВИТИЕ ЗОЛОТОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ НА УРАЛЕ

Освоение недр Урала (Рифейских гор) началось в древние времена. Так, в V в. до н.э. Геродот указывал, что в Рифейских горах присутствует золото в огромных количествах. Об этом свидетельствовало большое количество украшений из этого металла у аборигенов этих мест.

Заселение Урала началось с эпохи верхнего неолита и бронзы (7 - 5 тыс. лет назад). Такие населенные пункты, как Арамил, Палкино, Коптяки, Шарташ, Среднеуральск, Верхнемакарово и др., сопряженные с Екатеринбургом, расположены в местах поселений этой эпохи. В их пределах найдены остатки медеплавильных печей и следы примитивных "разработок месторождений".

Более определенные сведения о нашем регионе появились в летописях Нестора (1096 г.) и Новгородской (1114 г.). Урал заселялся с запада: продвижение шло по Сухоне до Устюга, далее по Печоре. Попытки найти золото в европейской части России предпринимались князем Владимиром в X в., позднее (XV - XVI вв.) Иванами III и IV. В 1491 г. организована экспедиция на Печору для поисков серебряных руд. 1491 г. - начало поисков на медь, серебро и железо в бассейнах рек Камы и Чусовой. Железо выплавлялось в примитивных домницах.

В середине XVI в. для освоения Зауралья созданы города-крепости: Тюмень (1586 г.), Тобольск (1598 г.). С 1598 г. центром Зауралья становится Верхотурье. Собственное золото Россия стала добывать только при Петре I. Оно в небольшом количестве получалось при переработке серебряных руд. В первой четверти XVIII в. началось бурное промышленное освоение уральских земель - разрабатывались железо- и меднорудные месторождения, а также объекты камнесамоцветного сырья. Создались благоприятные предпосылки для находки природных концентраций золота.

На рубеже XVII - XVIII вв. на Урале стала определяться металлургическая база России: в 1699-1703 гг. построены Невьянский, Каменский, Алапаевский, Уктусский заводы. Указанная предпосылка для открытия золота реализовалась в 1745 г. - житель деревни Шарташ Ерофей Марков в пределах нынешнего Березовского золоторудного поля нашел обломки кварца с самородным золотом. На месте находки был создан первый в России рудник по добыче золота, названный Шарташским (в 1804 г. он переименован в Первоначальный). Отметим, что благодарные потомки в 1973 г. на отвалах названного рудника установили памятный обелиск, на постаменте которого написано: "Здесь по находке крестьянина Ерофея Маркова ... был основан в России первый золотой рудник".

В 1814 г. штейгер Л.Брусницын в пределах Березовского рудного поля (на р. Березовке) открыл золотоносную россыпь. В 1818 г. открыта еще одна россыпь по р. Пышме. Был сделан толчок к поискам россыпей с золотом в других местах Урала. В 1821 г. россыпное золото найдено в Гороблагодатском округе, затем началось массовое открытие золотоносных россыпей на Урале - прежде всего в округах Богословского, Миасского и некоторых других заводов. В 1819 г. в золотоносных россыпях Верх-Исетского округа открыта платина. Указанные открытия послужили основой для планомерного геологического изучения горных округов Урала, перспективных на золото.

Бурное развитие рудников по отработке золота можно проиллюстрировать на примере Березовского месторождения: Первоначальный (1745 г.), Ключевской (1748 г.), Воскресенский, Филипповский, Цветной, Шестой (1752 г.), Небогатый (с шеелитом, 1752 г.), Ильинский (1756 г.), Покровский, Первопавловский (1764 г.), Ушаковский

(1766 г.), Князь Константиновский, Преображенский, Царево-Марьинский (1797 г.), Архангельский, Перекрестный (1798 г.), Николаевский (1799 г.), Кремлевский (1882 г.), Комаровский (1884 г.), Пышминский (1885 г.). В конце XVIII в. Березовские промыслы включали 50 золотых рудников.

Березовские золотые руды сначала плавилась в лаборатории Екатеринбургского завода, а с 1753 г. - на Уктусском золотопромывательном заводе. По экономическим соображениям аналогичный завод был создан в пределах Березовского месторождения на р. Березовке (1757 г.). Воды в реке не хватало, поэтому был проведен канал из Шарташского озера в Александровский пруд. Однако этим проблема не решалась. В результате в 1763-1764 гг. на р.Пышме был построен мощный золотопромывательный завод (просуществовал до 60-х гг. XIX века). В 1802 - 1803 гг. в связи с увеличением добычи руды в окрестностях Березовского месторождения создаются две золотопромывательные фабрики - Александровская и Ключевская.

Открытие Л.Брусницына вызвало настоящую "золотую лихорадку" в регионе. В связи с этим достаточно указать только, что в первой четверти XIX в. на Урале функционировали 200 приисков. Ниже приводится хроника событий, связанных с поисками и эксплуатацией коренных и россыпных месторождений золота.

1769 г. - открытие коренного золота у Невьянского завода и на р.Салде.

1787 г. - то же в районе Верхотурья.

1795 г. - то же в районе г. Нижнего Тагила.

1797 г. - то же в районе Миасского медного завода.

1799 г. - открыто Кочкарское месторождение - один из крупнейших золоторудных объектов региона, эксплуатируемое и сейчас.

1803 г. - открыто Крылатовское месторождение.

1804 г. - создание водоотливной паровой машины для откачки вод из горных выработок.

1809 г. - в Екатеринбурге начала работать амальгамационная фабрика по переработке черного шлиха с золотом.

1812 г. - открыто коренное золото на дачах Верхнеуфалейского завода.

1814 г. - знаменательная дата - открыто россыпное золото (на реках Березовке и Пышме в пределах Березовского рудного поля). Уже в 1816 г. добыто 100 кг золота из россыпей.

1819 г. - в золотоносных россыпях на Среднем и Северном Урале обнаружена платина. Создано первое частное предприятие по добыче россыпного золота - Нейвинский прииск.

1820 г. - основан Невьянский золотой рудник. В последующие годы здесь созданы еще 5 рудников. Начата отработка золотоносных россыпей.

1821 г. - на р.Серебрянке (приток р.Чусовой) найдена золотая россыпь.

1822 г. - открыто россыпное золото на дачах Каслинского и Кыштымского заводов (Южный Урал).

1823 г. - открыты золотоносные россыпи по рекам Турье, Сухой, Какве, Лобве, Миасс, а также на дачах Уфалейского и Сысертского заводов.

Начата добыча золота на Нижнетагильских промыслах. На начало октября 1823 г. в России работали 74 рудника, из них 58 государственных, 16 частных, а также 197 приисков (98 государственных и 99 частных).

1824 г. - открыты золотоносные россыпи по рекам Ис и Уй.

1814 - 1824 гг. - добыча золота из россыпей возросла в 10 раз.

Возможность отработки россыпей по примитивной технологической схеме привела к резкому и быстрому снижению добычи рудного золота: так, в 1806 г. получено 30000 т золотой руды, а в 1860 г. - в 12 раз меньше. Это обусловлено: 1) меньшими по сравнению

с эксплуатацией коренных месторождений интегральными затратами (материальными, энергетическими, экономическими и др.), 2) технологическими возможностями извлечения из руд только крупного золота, что сильно ограничивало обработку глубоких горизонтов коренных золоторудных объектов (размерность золотин с глубиной закономерно уменьшается).

1826 г. - разработан волнистый вашгерд с целью увеличения выхода золота при промывке песков.

1834 г. - впервые в России применена амальгамация золота в кислой среде, получившая широкое распространение при переработке руд и промывке песков.

1842 г. - найден самый крупный в России самородок, названный Большим треугольником.

1843 г. - П.Р.Багратионом разработан процесс цианирования золота. Созданы золотые промыслы на Северном Урале.

1845 г. - начало эксплуатации золотоносных россыпей в Кочкарском районе (Южный Урал).

1860 - 1867 гг. - открыт ряд новых продуктивных кварцевых жил на Кочкарском месторождении, начата их отработка.

1885 г. - на Кочкарском золоторудном месторождении начала применяться для извлечения золота из руд хлоринация. Было предложено использовать землесос при отработке россыпей гидромеханизированным способом.

1892 г. - на Березовском и Уктусском приисках построены летние цианистые заводы по извлечению золота.

К 1900 г. уральская золотая промышленность приходит в упадок, так как богатые россыпи были отработаны, а причина, сдерживающая освоение глубоких горизонтов коренных месторождений, не была устранена. Чтобы исправить положение, необходимо было произвести крупные капитальные затраты с целью вскрытия глубоких горизонтов месторождений. У российских золотопромышленников средств на это не хватало, поэтому создались благоприятные условия для иностранных инвесторов. В результате были созданы акционерные общества с иностранным капиталом, а также русские компании (наиболее известной была компания Асташева, которая базировалась на Березовских рудниках). И те, и другие преуспевали, так как отрабатывали только обогащенные участки рудных тел, а также россыпей с использованием в последнем случае драг.

1900 г. - Невьянский механический завод приступил к изготовлению первой отечественной драги.

1901 г. - приступил к выпуску драг Путиловский завод в Петербурге. На Крылатовском месторождении (Средний Урал) развернулись эксплуатационно-разведочные работы (до глубины 65 м). В 1913 г. работы приостановлены. В 1925 г. А.А.Иванов проревизовал Крылатовский рудник, оценив положительно его перспективы по рудному золоту.

1909 г. - на р. Кунгурке начата дражная отработка золотоносной россыпи.

1910 г. - впервые в России на поисках и разведке вместо ручного бурения применено механическое.

1913 г. - за год в регионе добыто золота: россыпного 5,3 т, рудного 6,4 т, старателями получено 58,9 мас. % всего добытого золота.

1914 г. - открыто Кумакское месторождение (Южный Урал).

В середине XIX в. были выявлены главные районы россыпной золотоносности Урала. Общая их протяженность превысила 1000 км (от г. Ивделя на севере до широты р. Гумбейки на юге). Поиски и разведка россыпей привели к открытию многочисленных проявлений коренной золотоносности.

Большой урон золотой промышленности Урала был нанесен во время гражданской войны в стране. Шахты в большинстве были разрушены и затоплены, оборудование вывезено. Бесследно исчезли планы горных работ и геологическая документация. К 1921 г. золотая промышленность на Урале практически не существовала.

1925 г. - начало восстановления золотой промышленности Урала. М.Н.Альбов проводит сбор геологических материалов в районе Крылатовского рудника для обоснования постановки здесь поисков и разведочных работ. Параллельно с ним А.П.Смолин и П.И.Суриков ревизуют Кунгурскую группу золотых приисков. Ими составлены геологические планы масштаба 1: 2000 Крылатовского и Зайцевского рудников.

1923 - 1937 гг. - реконструированы старые и построены новые горнодобывающие предприятия. Сырьевая база рудного золота восстановлена путем разведки глубоких горизонтов и ближайшей периферии известных месторождений: Богомоловского, Середовинского, Благодатных, Березовского, Крылатовского, Кочкарского, Джетыгаринского и др. В этот период был открыт ряд новых месторождений: Миндякское, Мелентьевское, Кировское, Пановское и др. Перед самым началом Великой Отечественной войны было открыто Наилинское месторождение.

1931 г. - П.И.Кутюхиным и П.И.Суриковым проведены геологоразведочные работы на Шабровской группе золотоносных приисков. Ими описаны Шабровское, Белостановское и Горнощитское месторождения.

1934 г. - М.М.Юдичев составил геологическую карту масштаба 1:10000 Благодатных рудников (Средний Урал). В этот же год Д.С.Штейнберг провел геологическое картирование масштаба 1: 2000 на территории II и III Благодатных рудников.

1933 - 1934 гг. - П.И.Кутюхиным составлен геологический план масштаба 1: 2000 Березовского рудного поля.

1934 г. - П.И.Кутюхин закартировал в масштабе 1: 2000 Шульгинское и Кремлевское месторождения.

1935 г. - К.В.Мокрушин и В.П.Трифонов произвели валовое опробование Крылатовского месторождения.

1937 г. - Березовское рудное поле совместно с П.И.Кутюхиным начали изучать Н.И. и М.Б.Бородаевские. В 1938 г. к ним присоединился Д.С.Штейнберг.

1941 г. - А.И.Сидоренко проведены поиски кварцевых жил в северной части Крылатовского месторождения (на геологической основе масштаба 1: 10000). Им проведена разведка с поверхности ряда жил, включая жилы: Первую, Вторую, Третью, а также жилы Тихоновских делян, Моховой и Лыковой гор. Были выявлены условия локализации жил, их форма, минеральный состав, а также структура площади их развития.

1947 г. - впервые для региона монографически описано золоторудное поле – Березовское (Бородаевский, Бородаевская, 1947).

1948 г. - вышла в свет коллективная монография "200 лет золотой промышленности Урала" (Свердловск: УФАН СССР). В работе подведены итоги изучения золоторудных месторождений региона за 200 лет. Приведена характеристика наиболее значительных золоторудных объектов. Решен ряд принципиальных вопросов анализа структур рудных полей (их генезис, тип и характер проявления в природе), стадийности минералообразования, золотоносности сульфидов и т.д.

1948-1949 гг. - В.М.Медяков в районе Шабровского талькового месторождения провел поиски кварцевых жил. Выявлена Вагинская жила, уточнено геологическое строение площади поисков.

В послевоенные годы коренные золоторудные месторождения открывались с периодичностью 5 - 8 лет. Среди них наиболее значительные открыты в такой последовательности: Вилейское, Куросанское, Долгомысовское, Юбилейное (последнее в Мугоджарах).

1948 - 1951 гг. - геологами Крылатовского рудника осуществлена разведка шахтных полей, а также проведены малообъемные поиски на золото в районе пос. Красная горка, р. Раскуихи и Гороховского урочища. Результаты поисков отрицательные.

1952 - 1953 гг. - В.М.Медяковым на площади, ограниченной на севере Шиловским медноскарновым месторождением, а с юга широтой р. Шиловки, проведены поисково-разведочные работы. Было вскрыто и опробовано 20 кварцевых жил. Перспективные жилы расположены вблизи Березового ключа. В ряде пунктов установлены минерализованные сульфидами хлоритовые сланцы с повышенным содержанием золота.

1951 - 1956 гг. - проведены разведочные работы на Крылатовском месторождении. Были подсчитаны запасы руд и золота (Ф.М.Казаченко, Н.Н.Пименов, П.В.Покровский). В это время на площади, примыкающей к Крылатовскому месторождению, в эндо- и экзоконтактах Верх-Исетского массива гранитоидов (от широты пос. Медного на севере до широты пос. Красная горка на юге) проведены поисковые работы трестом "Уралзолото". Получены отрицательные результаты.

1951 - 1953 гг. - Г.Д.Мельников и Г.В.Наумов составили геологический план масштаба 1: 5000 Крылатовского месторождения и прилегающей к нему площади.

1955 г. - В.Н.Широковым проведены поиски на золото в районе Мочаловского гранитного массива, расположенного в 2 км юго-восточнее д. Курганово. Вскрыт ряд кварцевых жил, минерализованных сульфидами с низким (до 1,2 г/т) содержанием золота. В то же время золотоносными (до 3,4 г/т) оказались кварц-серицит-хлоритовые сланцы.

1955 - 1956 гг. - трест "Уралзолото" провел поиски золотоносных кварцевых жил в районе Пушкинского месторождения. Выявлено 50 жил, в четырех установлено промышленное содержание золота.

1964 г. - Среднеуральская экспедиция провела поиски и оценку на золото кварц-серицитовых сланцев, развитых на участке между д. Курганово и пос. Красная горка. Для зоны сланцев мощностью 28 и протяженностью 800-900 м определено содержание золота 2,8 г/т. Отдельные штуфы концентрировали металл в количестве до 28,6 г/т.

В этом же году в районе известных проявлений марганца (Горнощитского, Дмитриевского, Змеиногорского и др.) установлено развитие золотой минерализации (до 4,3 г/т) в кварцитах и кварц-хлоритовых сланцах. В районе этих проявлений до 1917 г. добывалось россыпное золото. Мощность сланцевой полосы колеблется от 0,1 до 2 км, по простиранию она прослежена на 5 км (от пос. Горный щит до д. Шиловки). На Дмитриевском рудопоявлении установлено тело (мощностью 0,4 м) гидротермальных кварцитов, локализующееся в кварц-карбонат-хлоритовых сланцах. На указанную мощность кварциты содержат 45,1 г/т золота. Гидротермальными кварцитами представлено и Горнощитское проявление. Их мощность 0,3 - 3,5 м, протяженность 120 - 130 м. По двум валовым пробам 32 и 36 т содержание золота составило соответственно 3,7 и 7,0 г/т. Минерализация в кварцитах представлена пиритом, магнетитом, гематитом, арсенипиритом, золотом.

1972 г. - опубликован XII том Геология СССР (3 книги) – охарактеризован ряд месторождений золота (геологическая позиция, рудные зоны, тела, их продуктивность). Рассмотрены объекты кварц-жильного (Березовское, Кочкарское рудные поля и др.) и прожилково-вкрапленного типа (месторождения Долгий Мыс, Февральское и т.д.)

1975 г. - впервые монографически описана березит-лиственитовая формация на примере месторождений Среднего Урала (Сазонов, 1975).

1984 г. - на примере Урала охарактеризована березит-лиственитовая формация и сопутствующее ей оруденение. Обобщен мировой материал по данной проблеме (Сазонов, 1984).

1993 г. - вышла в свет монография “Золото Урала”: Книга 1. Коренные месторождения, Книга 2. Россыпные месторождения (Екатеринбург, УИФ Наука). Рассмотрены новые, полученные за последние 15-20 лет материалы по золотосодержанию Урала. Большое внимание уделено месторождениям “нетрадиционным” – прожилково-вкрапленного типа.

1997-1998 гг. - первое монографическое описание золоторудных и золотосодержащих месторождений, выполненное на геодинамической основе, на примере Екатеринбургского геологического полигона-эталоны (Сазонов, Огородников, Баталин, 1997; Сазонов и др., 1998).

1998 г. - проведено первое монографическое описание золотопродуктивных метасоматических формаций. Охарактеризованы геодинамические обстановки проявления, физико-химические параметры образования, прогностическое значение (Сазонов, 1998).

В 80-е годы XX в. поисками, проводимыми ПГО “Уралгеология”, были выявлены золоторудные месторождения прожилково-вкрапленного типа (Светлинское, Воронцовское, Гагарское). В последние годы В.Н.Огородниковым было показано, что на Урале, преимущественно в северной и южной его частях, прожилково-вкрапленное золотое оруденение совмещено во времени и пространстве с кварц-жильной хрусталеносной минерализацией.

В последние 20-30 лет в стране открыт ряд месторождений золота значительного масштаба (как по размерам рудных зон, так и по запасам металла) в породах так называемой черносланцевой формации, которые представляют собой главным образом тонкообломочные образования, обогащенные (до 2, реже 4 мас.%) углистым (точнее углеродистым) веществом. После введения одного из таких объектов в эксплуатацию интерес к коренному уральскому золоту резко упал. Однако в это “трудное” время в

регионе успешно проводились поиски золоторудных россыпей, осуществлялись их разведка и эксплуатация с применением современных технологий (широко использовались электрические драги и гидравлики). В результате второе рождение получили "отработанные" россыпи по рекам Салде, Нейве, Миасс и др. Два фактора определили этот успех: первый - разработка научно обоснованных геоморфологических критериев поисков, второй - наличие составленной в Уральском геологическом управлении в 50-е годы геоморфологической карты, на которой были выделены как четвертичные, так и древние речные долины, в том числе дифференцированные по степени продуктивности на золото. На Среднем и Южном Урале за последние 10-15 лет разведано несколько мезозойско-четвертичных россыпей для дражной и гидравлической добычи. В конце 70-х - начале 80-х годов XX в. на севере Урала определен новый район россыпной золотоносности с молодыми погребенными (мезозойскими) россыпями. Часть россыпей здесь успешно эксплуатировалась в течение ряда лет.

На Среднем и Южном Урале выявлена и неоднократно использована при прогнозировании коренной золотоносности тесная пространственная связь между золотоносными россыпями и их коренными источниками - главным образом золотоносными кварцевыми жилами. На Северном Урале, в том числе и в районе значительного развития россыпей, этот вопрос решен лишь частично. Коренных источников здесь было несколько. В частности, большая часть золота россыпей идентифицируется с высокопробным (не менее 930) золотом золотоносных метаморфогенно-гидротермальных кварцевых жил. В некоторых россыпях имеется палладистое золото, источник которого, несомненно, "базальтоидный", но материальный носитель пока не установлен. По данным Г.И.Савостьянова, Н.А.Озерова, А.А.Малюгина, В.Н.Сазонова, В.В.Мурзина, В.П.Водолазской и других, можно предполагать, что часть золота в россыпи севера Урала поступила в связи с эрозией, разрушением золотосодержащих конгломератов, золотополиметаллических месторождений, сопряженных с телами риолитов, а также разнообразных зон гидротермально измененных пород (преимущественно терригенных), которые иногда отмечаются в плотике россыпей. Некоторые исследователи полагают, что в россыпях может оказаться часть золота черносланцевых формаций (В.П.Водолазская и др.), а также промежуточных коллекторов. Показано, что выявление источника золота в россыпях - важнейший фактор для определения стратегии и тактики поисков объектов коренного золота.

После проведения разведочных и исследовательских работ на месторождениях черносланцевых формаций стало ясно, что их освоение потребует (в связи с расположением в необжитых районах и трудностями извлечения тонкого и сверхтонкого самородного золота, заключенного в рудном концентрате, состоящем из тончайших сростаний золотоносных сульфидов с углеродистыми частицами) огромных энергетических, материальных и людских ресурсов. В такой обстановке оказалось более выгодным вести поиски и осваивать средние и даже мелкие месторождения, расположенные вблизи действующих предприятий в экономически развитых районах, в том числе на Урале.

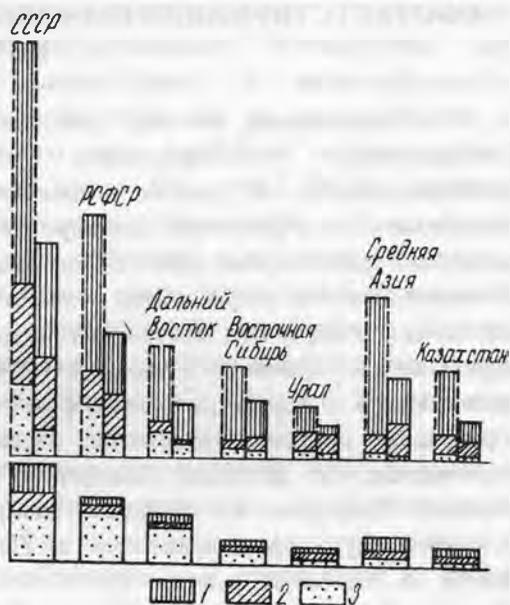
Сегодня Урал по золотодобыче входит в пятерку крупнейших регионов мира. Сейчас здесь отрабатываются только традиционные месторождения золота: россыпные, кварц-жильные, медноколчеданные (золото в последних - попутный компонент). Однако уже в ближайшие годы в балансе добытого металла, очевидно, будет существенной роль золоторудных месторождений нетрадиционных типов.

В настоящее время в РФ Урал по прогнозным ресурсам, разведанным запасам и добыче золота занимает последнее (третье) место (рис.1). Однако роль региона как золоторудной провинции весьма заметна. Так, общие прогнозные ресурсы составляют

Рис. 1. Доля Урала в распределении прогнозных ресурсов (штриховая линия), промышленных запасов (тонкая линия) и добычи золота (жирная линия) в Российской Федерации и бывшем СССР.

По (Беневольский, 1995):

1 - коренные собственно золоторудные объекты; 2 - комплексные золоторудные объекты; 3 - россыпи



22,2 мас.% годовых ресурсов РФ, в том числе по коренным собственно золоторудным - 11,1, золотосодержащим - 7,7 и россыпям - 3,4. В структуре резервных запасов золота существенно преобладает доля золотосодержащих месторождений, а добыча из коренных собственно золоторудных, золотосодержащих и россыпных объектов сопоставима (см. рис. 1). Добыча золота от общей в РФ равна 23,1 мас. %.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕЖИМЫ И ОБСТАНОВКИ РАЗВИТИЯ УРАЛА И СООТВЕТСТВУЮЩИЕ ИМ ЗОЛОТОПРОДУКТИВНЫЕ ВЕЩЕСТВЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ

В последние 20 лет работами А.В.Пейве, С.Н.Иванова, Л.П.Зоненшайна, В.А.Коротеева, А.С.Перфильева, В.Н.Пучкова, В.М.Нечеухина, К.С.Иванова, В.Г.Кориневского и других показано, что Урал - складчатая система полного геодинамического развития, формирование которой, в связи с режимами расхождения и схождения литосферных плит, обусловило проявление здесь геодинамических обстановок континентального рифтогенеза, океанического спрединга, островных дуг, субдукции океанической коры под континентальную и коллизию смежных континентальных плит с образованием краевых вулcano-плутонических поясов. Интракратонное растяжение произошло в позднем рифее-кембрии. Ему предшествовало, в раннем-среднем рифее, образование системы внутренних авлакогенов и грабенов Евразийской платформы, вовлеченных по западной периферии последней в палеозое в структуру складчатой системы. Океанический спрединг датируется ранним ордовиком и средним девонем. Островные дуги сформировались: в Тагильском прогибе - в позднем ордовике-раннем силуре, в Магнитогорском прогибе - в среднем девоне. В раннем-среднем девоне расхождение плит сменяется сжатием, в результате чего в восточном обрамлении палеоокеана устанавливается обстановка активной континентальной окраины с формированием структур тектонического скучивания и аккреции со сложным строением и образованием краевых вулcano-плутонических поясов; западное обрамление развивалось в обстановках пассивной континентальной окраины. Указанным геодинамическим режимам и отвечающим им геодинамическим обстановкам (см. рис.2, табл.1,2) свойственны свои структурно-вещественные комплексы, а также генетические и формационные типы золотого оруденения, имеющего в целом сквозной характер.

Рассмотрение существа проблемы предварим кратким обзором характера золотоносности структурно-вещественных комплексов, предшествующих эпиконтинентальному рифтогенезу. Речь идет о комплексах, сформировавшихся в раннем-среднем рифее в обстановке авлакогенного рифтогенеза. Они представлены в основном осадочными образованиями, включая черносланцевые и карбонатные. Заметим, что на отдельных участках породы черносланцевой формации отличаются повышенной золотоносностью. Развитие авлакогенов сопровождалось образованием грабенов и региональных разломов. Последние контролируют ареалы рифтогенных магматитов (преобладают дайки базальтового состава), с которыми сопряжена железорудная, магнетитовая, титаномагнетитовая и незначительная редкометальная минерализация. Вполне вероятно нахождение в этих условиях алмазов. Золотое оруденение представлено здесь кварц-жильным типом. Его абсолютный возраст 1350 млн лет (Сазонов и др., 1996). Отметим, что среди тельпосских (O_1) конгломератов на Полярном Урале установлены гальки, возникшие при денудации золотоносных кварцевых жил. Кроме того, сульфидная минерализация "стратиформного" типа, в той или иной мере золотоносная, известна в связи с углистыми сланцами пуйвинской (R_2), щокурьинской (R_1) свит и в няртинских существенно карбонатных породах (Полярный Урал). Следует заметить, что в условиях авлакогенного рифтогенеза известны также слабо золотоносные конгломераты (R_2). Привлекает к себе внимание сульфидная минерализация, развитая в пределах Бакальского железорудного поля. Она локализуется на контактах сидеритов с дайками диабазов. Важно, что в аналогичной геологической позиции и в сходной геодинамической обстановке в Бразилии известно крупное золоторудное месторождение Ропосос.

Золотая минерализация, обусловленная режимом эпиконтинентального рифтогенеза, развита на западном склоне Урала в субмеридионально вытянутой полосе преимущественно терригенных пород (см. рис. 2). Золотое оруденение здесь представлено двумя типами: кварц-жильным и прожилково-вкрапленным колчеданно-полиметаллическим и полиметаллическим золотосодержащими. Установлены два генетических типа золоторудных объектов: магматогенно- и метаморфогенно-гидротермальный (Сазонов и др., 1996). Наиболее значительным по масштабности и изученности является объект-эталон кварц-жильного типа Авзянское месторождение, сформированное метаморфогенно-гидротермальным путем (см. рис.2 №36), который характеризуется ниже. Колчеданно-полиметаллическое оруденение (Галотинское месторождение) известно на Полярном Урале в пространственной и генетической связи с рифтогенными вулканитами андезит-базальтового состава среди отложений бедамельской серии. Однако изученность его слабая, степень золотоносности не выяснена. Золото-полиметаллическая минерализация наиболее значительно и типично представлена в двух объектах-эталонах – Нияюсском месторождении (см. рис.2, №1) и Нияхойском рудопроявлении (см. рис.2, №2)

На западном склоне Южного Урала, в пределах рифтогенной зоны, в связи с массивами серпентинизированных (антигоритизированных) альпинотипных ультрабазитов известно золотое оруденение, представленное магнетитовыми прожилками с золотом в антигоритовых серпентинитах. Наиболее типичным и интересным, с точки зрения решаемой нами проблемы, является Каганский массив, рассматриваемый достаточно детально ниже (см. рис.2, № 25).

В обстановке пассивной рифтогенной окраины сформированы золотоносные конгломераты и песчаники. Причем первые на отдельных участках концентрируют золото в промышленных количествах, а вторые отличаются повышенным (до 70 - 80 мг/т) содержанием металла, являясь для него промежуточными коллекторами. Полярно- и Приполярноуральские золотоносные конгломераты по многим параметрам (геодинамической обстановке, литологии и условиям формирования пород, а также их более позднему преобразованию и др.) сопоставимы с месторождением Витватерсранд (сравнительный анализ - Е.И.Сорока, 1994 г.). В связи со сказанным есть все основания вновь вернуться к проблеме золотоносных конгломератов на Урале.

Главными составляющими обстановки океанического спрединга являются ультрабазиты дунит-гарцбургитовой формации и толеитовые базальты. С первыми сколько-нибудь значительные концентрации золота не известны. Отметим, что самородное золото зафиксировано в самородках платины и хромитовых рудах. В связи со вторыми (океаническими толеитовыми базальтами) образовались субмаринные медноколчеданные месторождения домбаровского (кипрского) типа: накоплены значительные данные, свидетельствующие, что сульфидные руды кипрского типа - аналоги современных разнообразных сульфидных образований дна океана. На Урале среди объектов домбаровского типа можно назвать Маукское и Летнее месторождения (см.рис.1, №26 и 49). Они отличаются относительно низким уровнем золотоносности. Находки среди кипрских офиолитов золотой минерализации гидротермально-метасоматического и жильного типов (устное сообщение Э.Н.Баранова) обнадеживают, ставят остро проблему породившего их источника и поисковых критериев.

В серпентинизированных альпинотипных ультрабазитах Южного Урала известна специфическая золотая минерализация. Она развита в связи с хлогритами (родингитами), а также ассоциирует, как и на Каганском месторождении, с зонами магнетитизации на месторождении Золотая гора и представлена низкопробным ртутистым

Таблица 1

Золотоносные и продуктивные на золото комплексы основных геодинамических остановок Урала

Геодинамические обстановки	Рудолокализирующие палеотектонические структуры	Рудоносные геологические формации	Типы оруденения		Околорудные метасоматические формации	Практическая значимость	Примеры месторождений
			генетический	формационный			
Эпиконтинентальный рифтогенез	Грабены, депрессии, региональные разломы, вулканические интрузивные пояса	Черносланцевая	Метаморфогенно-гидротермальный	Золотосульфидно-кварцевый	Березит-лиственитовая, кварц-серицитовая	Незначительная	Авзян
		Альпинотипная ультрабазитовая		Золотомагнетитовая	Антигоритовая	То же	Каганское
		Дацит-риолитовая,	Магматогенно-гидротермальный	Золотосульфидный	Березит-лиственитовая, кварц-серицитовая	То же	Дальнее, Лемвинское, Неяюское
		Базальт-андезитовая					
Океанический спрединг	Рифтовые депрессии, внутриокеанические разломы, блоки меланократового основания	Толеит-базальтовая	Вулканогенно-гидротермально-осадочный	Медноколчеданный (кипрский тип) слабо золотоносный	Кварц-серицитовая	То же	Маукское, Летнее
		Дунит-гарцбургитовая (альпинотипная)	Метаморфогенный	Хромитовый слабо золотоносный	Антигоритовая	Не ясна	Кемпирсай, Нурали
				Золото-хлограпитовый	Хлограпитовая	Незначительная	Золотая гора
Островные дуги	Активизированные блоки меланократового основания, энсиматические вулканические пояса, островные дуги, междугровые и межгрядовые депрессии	Габбро-норитовая	Магматогенно-гидротермальный	Сульфидно-платино-палладиевая и магнетит-апатит-медная с золотом	Уралитовая, амфибол-плагиоклазовая	Как золоторудных объектов незначительная	Волковское, Качканарское
		Риолит-базальтовая	Вулканогенно-гидротермально-осадочный	Медно-цинково-колчеданный (уральский тип) золотоносный	Кварц-серицитовая, березит-лиственитовая	Высокая	Сафьяновское, Дегтярское

		Андезит-дацитовая (известково-щелочная)	То же	Золото-барит-медно-цинковоколчеданный (баймакский тип)	Кварц-серицитовая, редко березит-лиственитовая	Определяется присутствием в рудах золота и серебра	Бакр-Тау, Пильненско-Березовогорское
		То же, но толеитовая	Магматогенно-гидротермальный	Золото-полиметаллический	Березит-лиственитовая	Значительная	Муртыкты
		Габбро-диоритовая	То же	Медно-порфировый золотоносный	Кварц-серицитовая, березит-лиственитовая	Не ясна	Березняковское, Биргильдинское
Активная окраина	Надсубдуктивные вулканоплутонические пояса, депрессии, мультыды	Андезит-габбро-диоритовая, гранодиоритовая	Гидротермально-метасоматический, включая контактный	Магнетит- и медно-магнетит-скарновый золотосодержащий Кварцевый	Скарновая Березит-лиственитовая	То же	Объекты, сопряженные с ауэрбаховским плутоническим комплексом
		Тоналит-гранодиоритовая, габбро-гранитная	Магматогенно-гидротермальный	Золотосульфидно-кварцевый	-«-	Высокая, ряд объектов эксплуатируется	Березовское, Кочкарское
	Главный коллизионный шов	Гранитная	То же	Золотосульфидный	Березит-лиственитовая	Значительная	Миндякское
	Блоки скупивания, гранитизации, тектонические швы аккреции-коллизии	Габбро-диабазовая, «плагиигранитная» (метасоматическая), гранитоидная (?) черносланцевая	Гидротермальный (рудообразующий флюид полигенный)	Золотосульфидно-теллуридный, золотосульфидно-реальгаровый, кварцевый, золотосульфидно-кварцевый,	Эйситовая, березит-лиственитовая, кварц-серицитовая, аргиллизитовая, кварц-серицитовая	Значительная	Светлинское, Гагарское, Воронцовское, Астафьевское, Кумакское

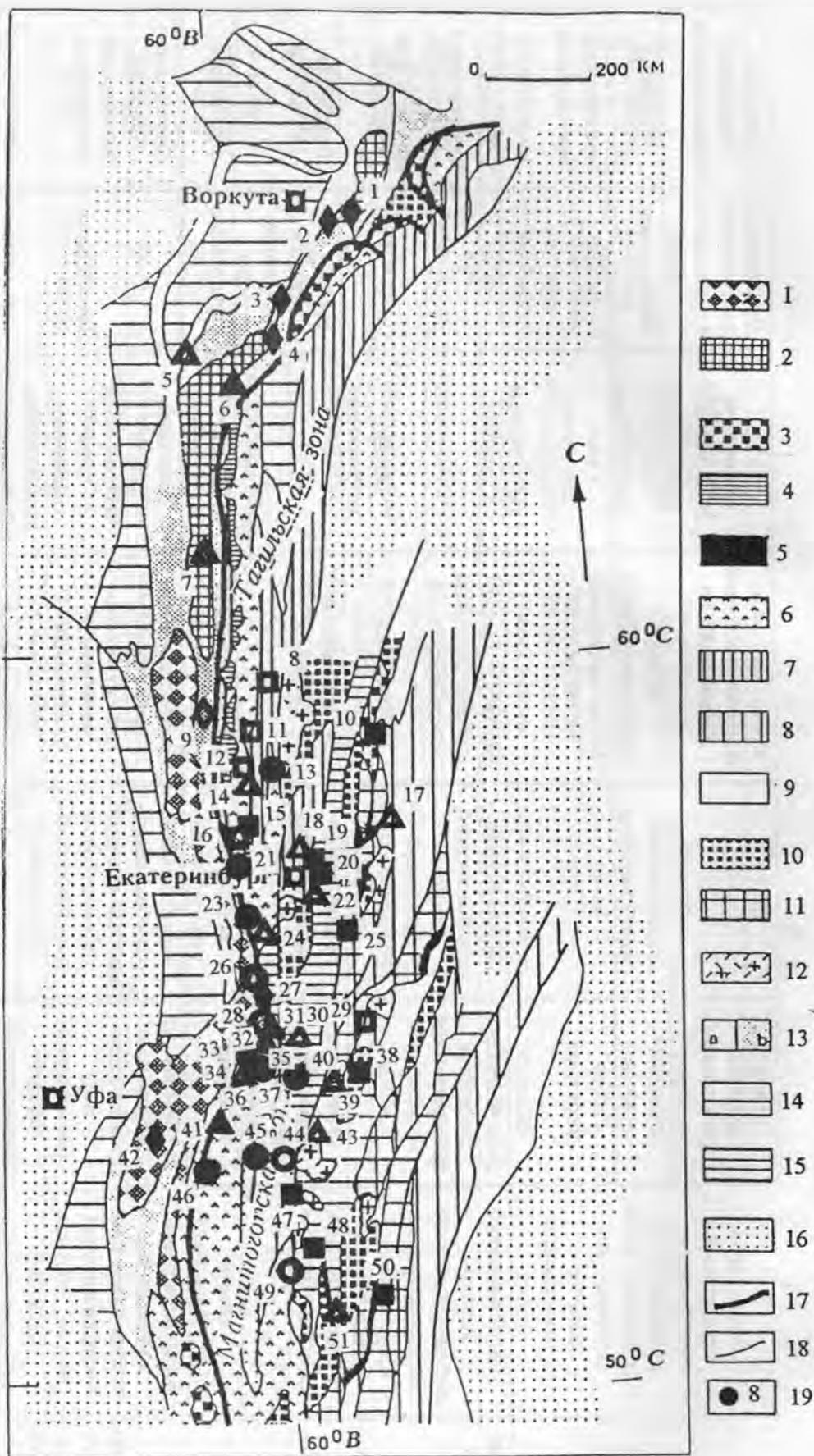


Рис.2. Характер взаимоотношений вещественных комплексов различных геодинамических обстановок на Урале и представляющие их золотоносность объекты-эталоны. По (Koroteev et al., 1997) с дополнениями:

1 - фрагменты рифейских депрессий и дорифейского основания Восточно-Европейской платформы; 2 - венд-раннепалеозойские рифтовые структуры и ассоциирующие магматические комплексы; 3 - офиолитовые комплексы; 4 - ультрабазит-базитовые массивы Платиноносного пояса; 5 - серпентинитовый меланж; 6 - островодужные ассоциации Тагильской и Магнитогорской зон; 7 - вулcano-плутонические ассоциации Тагильско-Тавдинского пояса; 8 - то же Урало-Тобольского пояса; 9 - осадочные депрессии Тагило-Тавдинского и Урало-Тобольского поясов; 10 - тектонические фрагменты континентальной коры; 11 - то же океанической коры; 12 - синорогенные гранитные комплексы; 13 - шельфовые (а) и склоновые (б) ассоциации пассивной окраины; 14 - мелководные фации бассейна форланда и внутренних бассейнов; 15 - осадочный чехол сочленения Тагильской и Магнитогорской зон; 16 - то же Восточно-Европейской и Западно-Сибирской платформ; 17 - Главный Уральский коллизийный шов; 18 - зоны дробления и (или) расщепления; 19 - золоторудные и золотосодержащие месторождения, связанные с вещественными комплексами различных геодинамических обстановок.

ЗОЛОТОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК

Эпиконтинентальный рифтогенез ◆

НИЯЮССКОЕ (1); НИЯХОЙСКОЕ (2); ДАЛЬНЕЕ (3)*; ЛЕМВИНСКОЕ (4)*;
КАГАНСКОЕ (27); АВЗЯНСКОЕ (42).

Океанический спрединг ○

МАУКСКОЕ (26); ЗОЛОТАЯ ГОРА (28); КИРОВСКОЕ (44); ЛЕТНЕЕ (49)

Островные дуги ●

САФЬЯНОВСКОЕ (13); ПИЛЬНЕНСКО-БЕРЕЗОГОРСКОЕ (217); ДЕГТЯРСКОЕ (23);
МЕЛЕНТЬЕВСКОЕ (37); ИЛЬИНСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ (35); КУРОСАН (40);
АЛЕКСАНДРИНСКОЕ (45); БАКР-ТАУ (46)

Активная континентальная окраина

1. Золотооруденение надсубдукционных вулcano-плутонических поясов □

ВОРОНЦОВСКОЕ (8); БОГОМОЛОВСКОЕ (11); ВИЛЮЙСКОЕ (12); ПАНОВСКАЯ
ЛЯГА (16); БЕРЕЗНЯКОВСКОЕ-БИРГИЛЬДИНСКОЕ (29)

2. Золотооруденение, ассоциирующее с коллизийными гранитоидами ■

СУСАНСКОЕ (10); СЕРЕДОВИНА (15); БЛАГОДАТСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ (19);
БЕРЕЗОВСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ (20); МАМИНСКОЕ (25); КОЧКАРСКОЕ (38);
ГУМБЕЙСКОЕ (47); АЙДЫРЛИНСКОЕ (48); ДЖЕТЫГАРИНСКОЕ (50)

3. Золотооруденение шовных зон Δ

ЧУДНОЕ (5); ДОДО (6); РАСЫНСКОЕ (7); ДОЛГИЙ МЫС (14); ФЕВРАЛЬСКОЕ (17);
ПЫШМИНСКО-КЛЮЧЕВСКОЕ (18); ГАГАРСКОЕ (22); КРЫЛАТОВСКОЕ (24);
НЕПРЯХИНСКОЕ (30); СВЕТИНСКОЕ (39); АСТАФЬЕВСКОЕ (43);
КУМАКСКОЕ (51)

Главный коллизийный шов ▲

ТЫЕЛГИНСКОЕ (31); НАИЛИНСКОЕ (32); ЛЫСАЯ ГОРА (33); МИХЕЕВ ЛОГ (34);
АЛТЫНТАШСКОЕ (36); МИНДЯКСКОЕ (41)

Пассивная окраина континента ◇

КВАРЦЕВАЯ ГОРА (9)

Примечание. Объекты, отмеченные звездочкой, сформировались в океаническую стадию

Таблица 2

Золотоносные и продуктивные на золото комплексы аккреционно-коллизийных геодинамических обстановок
(по данным Р.Г. Язевой и В.В. Бочкарева, 1993, 1998)

Система	Отдел	Ярус	Тип коллизии, предшествующие тектонические события; распространение		Характеристика коллизийных блоков					
			типоморфные черты	площади проявления	тектонические структуры	формации, комплексы, массивы	примеры массивов, комплексов, их металлогеническая специализация			
Р	Р		Гиперколлизия	Весь Урал	Сводовое поднятие (орогенное и изостазическое) вдоль межконтинентальной зоны столкновения	Бластокатаклазитовый, гранитная, гранит-мигматитовая	Мурзинско-Адуйский, Джабыкский и другие - редкометалльная и камнесамоцветная			
С	С ₃		Надвигание восточного континента на палеокеаническую область	То же	С _{1.3} - кордильера окраинно-континентального пояса, андийского типа	Монцодиорит-гранитоидная, Тоналит-гранодиоритовая	Гумбейский - шеелитовая, молибденитовая, Пластовский - специализирован на золото			
					С _{1v3} -С ₂ - лагуны, шельф, палеодуги, континентальный склон	Эвапоритовая, моласоидная, известняковая олистостромовая	Агаповский, Кизильский, Новинский комплексы			
	С ₁	С _{1s}		Косая коллизия зрелой палеодуги	-«-	С _{1t} - v ₂ - синколлизийные эшелонированные рифты	Трахидацит-трахириолитовая, граносиенит-щелочногранитная, монцогаббро-граносиенитовая Известняковая Кремнисто-радиоляритовая, моласоидная, карбонатно-песчано-глинистая, углисто-кремнисто-аргиллитовая, олистостромовая	Верхнеберезовский, Чекинский, Субутакский, Карабутакский, Магнитогорский		
		С _{1v3}								
		С _{1v1}							С _{1t} -v ₂ - шельф и склон палеодуги	Шелудивые горы
		С _{1t}							С _{1t} -v ₂ - континентальный шельф	
D	D ₂	D _{2ef}	Ранняя коллизия (причленение силурийской дуги к микроконтиненту)	Северный Урал	D _{1p} -e - шельф и склон силурийской дуги	Туффитовая, андезитовая (вулканогенная и субвулканическая) габбро-диорит-гранодиоритовая, известняковая, краснокаменных гравелитов и туффитов, олистостромы	Ауэрбаховский вулканоплутонический комплекс с медно-магнетит-скарновым оруденением, СУБРовские известняки			
	D ₁	D _{1e}								
		D _{1p}								

и медистым золотом. По В.В.Мурзину, “ультрабазитовое” (медистое) золото дискретно фиксируется в россыпях, пространственно тяготеющих к Серовско-Маукскому разлому.

Островодужная обстановка обусловила формирование энсиматических вулканических поясов, которые слагаются продуктами дифференциации базальтоидных магм натриевой петрохимической серии. В этих поясах, располагающихся симметрично относительно океанической структуры, локализуются золотосодержащие колчеданные месторождения уральского (медно-цинковоколчеданная формация), баймакского (колчеданно-барит-полиметаллическая или колчеданно-полиметаллическая формация) типов, а также золотополиметаллические (золотополиметаллическая формация) и золотоносные медно-порфиновые (медно-порфировая формация) месторождения (см. рис.2, № 37). Отмечается латеральная и вертикальная зональность в распределении колчеданных месторождений. Так, в нижних частях вулканических поясов, где развиты спилиты, включающие тела ультрабазитов и прорванные габбро, локализуется сульфидная минерализация, обогащенная кобальтом и никелем. Их золотоносность незначительная (обычно не выше десятых долей грамма в тонне). Колчеданные месторождения уральского типа залегают выше по разрезу среди диабазов, спилитов, риолитов колчеданноносной формации. Их золотоносность существенна.

Эволюция вулканогенного пояса с колчеданными месторождениями уральского типа в условиях островной дуги привела к появлению вулкаников андезит-дацитовой формации. С последними сопряжены золотосодержащие колчеданно-полиметаллические (месторождения Баймакской группы, Березогорское и др., рис.2, №17) и медно-порфиновые (Салаватское месторождение и др.), а также золотополиметаллические (месторождения Муртыкты, Красная жила и др., см. рис.2, №44) объекты. Причем, если колчеданные месторождения уральского типа формируются на морском дне с участием осадочного процесса, то колчеданно-полиметаллические - при мощности перекрывающей толщи пород до 1,5 км, а золотополиметаллические - не менее 1,8 км.

Заметим, что в последние 5 лет в литературе появляются данные о повышенной и высокой (до 10 г/т) золотоносности сульфидных залежей “задуговых” бассейнов. Медно-порфиновые объекты островодужной обстановки маломасштабные и по размерам, и по запасам меди - основного полезного компонента. Их золотоносность низкая: обычно содержание золота не превышает 0,4 - 0,6 г/т.

Трансформация золотосодержащих колчеданных месторождений в период коллизии (D_{1-2} , C_1 , P) привела к формированию собственно золоторудных залежей, существенному укрупнению тонкодисперсного золота (Сазонов и др., 1996).

В пределах активной континентальной окраины золотое оруденение известно в связи с вещественными комплексами краевых базальтоидных (их продуктивность по золоту незначительна или не ясна, поэтому здесь они не рассматриваются) и андезитоидных вулканоплутонических поясов, сформировавшихся на аккреционно-коллизиином основании (включают золотопродуктивные массивы габбро-диорит-гранодиоритовой и тоналит-гранодиоритовой формаций), шовных зон и зоны Главного коллизиионного шва. Механизм формирования вулканоплутонических комплексов в таких поясах иллюстрируется рис. 3. Базальтоидные и андезитоидные вулканоплутонические пояса формируются тогда, когда континентальная кора по зоне субдукции надвигается на океаническую кору. На значительных глубинах последняя плавится с отделением флюидов с высокой активностью азота, метана и углекислоты (Кадик, 1975). Флюиды за счет морской воды, захороненной в морских толщах, обогащаются хлором и становятся хорошим экстрактором металлов, включая золото, из вышележащих толщ (Глюк, 1994 и др.). В верхней части вулканоплутонической структуры создаются условия сжатия, а вдоль зоны субдукции в нижней корневой части аллохтона и вдоль шовных структур, ограничивающих гнейсовые блоки и имеющих характер сбросов, создаются условия растяжения (см. рис. 3, а). Происходят падение общего давления, разуплотнение пород, и,

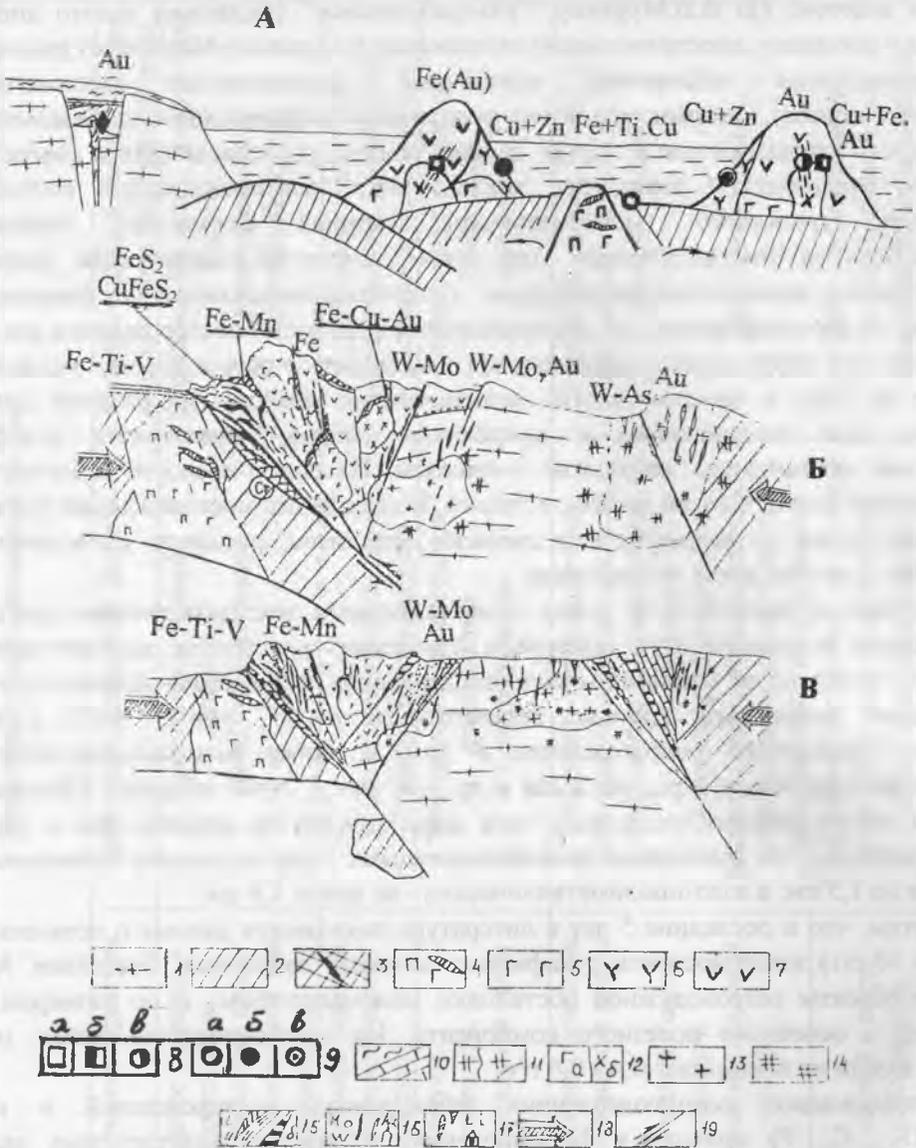


Рис.3. Кинематическая модель формирования структур островодужной стадии (а) с фрагментами комплексов рифтогенной и океанической стадий, ранне - (б) и позднепалеозойской (в) коллизии Урале. По (Огородников, Сазонов, 1991) с дополнениями по (Прокин, Полтавец, 1996; Prokin, Buslaev, 1999):

1 - древняя континентальная кора; 2 - толеит-базальтовые раннеокеанические образования; 3 - ультрабазиты дунит-гарцбургитового хромитоносного комплекса; 4 - гипербазит-габбровый комплекс с титаномagnetитовой минерализацией; 5-7 - расплавы и породы базальтового (5), базальт-риолитового (6), андезит-дацитового (7) составов; 8-9 - месторождения: 8 - магнетит-скарновые (а), медно-магнетит-скарновые золотоносные (б), золотополиметаллические (в), 9 - колчеданные кипрского (а), уральского (б), баймакского (в) типов; 10 - терригенные и карбонатные отложения; 11 - плагнограниты тоналит-гранодиоритовой формации и плагногранитизация вмещающих пород; 12 - интрузивные образования габбро-гранитной (а) и габбро-диорит-гранодиоритовой (б) формаций; 13 - граниты гранитной формации; 14 - микроклинизация гнейсов; 15 - кианитовые кварциты с вмещающими серицит-кварцевыми сланцами (а) и альпинотипные гипербазиты (б) высокобарических шовных зон; 16 - кварцевые жилы: пеелитоносные, золоторудные, молибденитосодержащие, хрусталеносные; 17 - пегматиты: хрусталеносные, с самоцветами, бериллиевые, керамические и др.; 18 - направление сжатия; 19 - тектонические нарушения

как следствие, возникает декомпрессия. Понятно, что область декомпрессии благоприятна для подтока флюидов. В центральной части разреза на определенных глубинах (см. рис. 3, а) за счет мантийного тепла при высокой активности CO_2 возникают кислые магматические очаги. Последние могут периодически отщеплять расплавы, которые кристаллизуются в виде бескорневых относительно малоглубинных массивов. С этими массивами в генетической и пространственной связи находятся золотоносные медно-скарновые, медно-порфировые и золоторудные месторождения кварц-жильного типа (см. рис. 3, а). Движущая сила рассмотренной модели - коллизионные процессы (D_{1-2} , C_1 и P). В качестве объекта-эталона, иллюстрирующего золотоносность вещественных комплексов андезитондных вулканоплутонических поясов (D_{1-2}), ниже рассмотрен Ауэрбахско-Турьинский рудный район.

В зонах смятия, ограничивающих гнейсовые блоки, отмечаются кондуктивные теплотокки, вызывающие в вулканогенно-осадочной толще метаморфическую трансформацию на уровне эпидот-амфиболитовой фации. В зону такого метаморфизма попадают краевые части деформированных гнейсовых ядер. Последние в зонах проницаемости и по границам блоков метаморфизуются. В них возникают локальные очаги анатектических расплавов, производными которых являются интрузии габбро-диорит-гранитной и тоналит-гранитной формаций (см. рис.3). Пластовский, Айдырлинский, Шарташский, Верх-Исетский и другие массивы гранитоидов являются типичными представителями последней формации. Абсолютный возраст гранитоидов 360 - 320 млн лет, метаморфитов 390 - 360 млн лет (Огородников, Сазонов, 1991). Идентичные рассмотренным взаимоотношения гнейсовых блоков с гранитоидами описаны для Приполярного Урала (Фишман, 1971).

С крупными массивами гранитоидов тоналит-гранодиоритовой формации связаны дайки гранитоид-порфиров и гидротермальная деятельность. Типичным и во многом оригинальным представителем золоторудных объектов, сопряженных с тоналит-гранодиоритовой формацией, является Березовское рудное поле, которое в качестве эталонного объекта рассматривается ниже.

В тектонических шовных зонах (преимущественно на восточном склоне Южного и отчасти Среднего Урала) развиты магматиты (диабазы, гранитоиды, диориты) зоны гранитизации, метаморфиты-метасоматиты зеленосланцевой (чаще) и амфиболитовой фаций. Все эти образования наиболее широко представлены на Светлинском (Южный Урал) и Гагарском (Средний Урал) месторождениях. Они достаточно специфичны по геологическому положению, составу околорудных метасоматитов и оруденения (Сазонов и др., 1989; Рябинин, 1988 и др.), поэтому они в качестве объектов-эталонных рассматриваются подробно ниже.

Золотая минерализация в пределах Главного коллизионного шва распространена исключительно широко (рис.4). Причем максимально концентрация золоторудных объектов отмечается для южноуральской части этой структуры от широты пос. Андреевка (в 40-45 км к северу от г.Миасс) до широты пос. Зилаир (в 95 км юго-западнее Дубинского рудника). Результаты наших исследований показали, что на указанном отрезке рассматриваемой структуры развиты значительно различающиеся золоторудные объекты. Во-первых, глубина их образования нарастает с севера на юг: на севере месторождения золота сосредоточиваются главным образом в малоглубинных диоритоидах (Сазонов, Берзон, 1982), в центральной части - золотооруденение связано преимущественно с дайковым комплексом (габбро, диориты, редко гранитоиды) и в южной части оно локализуется в продуктах меланжа, вне связи с гранитоидами. Учитывая сказанное, ниже в работе характеризуются объекты - эталоны золотооруденения всех трех частей Главного коллизионного шва региона.

В возрастном интервале $C_2 - T$ (320 - 230 млн лет) в шовных зонах, обрамляющих «микроконтиненты» на активной окраине континента, а также в глубинных разломах в пределах пассивной его окраины проявились дислокационный метаморфизм,

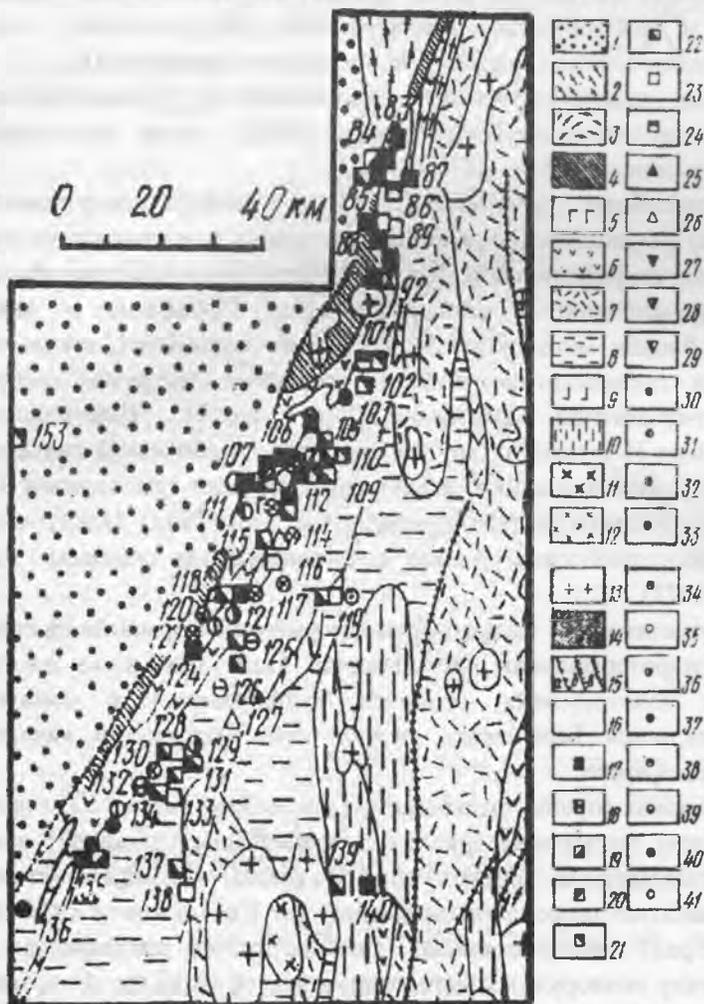


Рис.4. Размещение золоторудных месторождений в пределах Главного Уральского коллизийного шва. Трансформировано из (Сазонов, 1984, с.44):

1 - рифейские шельфовые комплексы; 2,3 - фрагменты докембрийской континентальной коры; 2 - дорифейские (местами рифейские) гранито-метаморфические комплексы, 3 - рифейские и палеозойские комплексы гранитизированные; 4 - комплексы рифтогенные и континентального склона нерасчлененные; 5, 6 - комплексы меланократового основания: 5 - дунит-гарибургитовые, дунит-верлит-клинопироксенитовый метаморфогенных габброидов, 6 - гипербазиты и габброиды зон серпентинитового меланжа; 7 - океанические комплексы, сформировавшиеся на меланократовом основании; 8, 9 - островодужные комплексы: 8 - вулканогенно-осадочные, 9 - магматогенные (габбро-норитовые, плагиогранит-

ные, тоналитовые); 10-12 - раннеколлизийные комплексы: 10 - эффузивно-осадочные, 11 - габбро-гранитные и граносиенитовые, 12 - тоналит-гранодиоритовые; 13 - позднеколлизийные комплексы: гранитный, адамеллит-гранитный, сиенитов; 14 - комплексы раннемезозойских грабенов; 15 - дизъюнктивные нарушения: а - доскладчатые, б - послескладчатые шарьяжи, в - разломы неясной кинематики; 16 - мезо-кайнозойский платформенный чехол Западно-Сибирской плиты; 17-29 - метасоматические колонки по: 17 - серпентинитам, 18 - апосерпентинитовым хлоритовым породам, 19 - известнякам, 20 - габбро, 21 - диабазам, 22 - базальтам и андезито-базальтам, 23 - диоритам, 24 - гранитоидам, 25 - серпентинитам и породам кислого состава; 26 - породам ультраосновного, основного и кислого состава, 27 - породам ультраосновного и основного состава, 28 - плагиогранитам, лампрофирам, 29 - неустановленным породам; 30-41 - «биметасоматические» колонки, сформировавшиеся на контакте: 30 - серпентинитов и известняков, 31 - серпентинитов и кремнисто-глинистых пород, 32 - серпентинитов и габбро-диоритов, 33 - серпентинитов и базальт-андезитов, 34 - серпентинитов и диоритов, 35 - серпентинитов и сиенит-порфириров, 36 - серпентинитов и гранитоидов, 37 - габбро и андезито-базальтов, 38 - габбро и гранитоидов. 39 - диоритовых порфириров и гранитоидов, 40 - базальт-андезитов и диоритов. 41 - аплитов и известняков

рассланцевание, будинаж. Для метаморфитов характерно развитие стресс-минералов: кианита, ставролита, фенгита, хлоритоида и др.

Гидротермальная деятельность указанного возрастного интервала началась с воздействия высокотемпературных (500 – 600 °С), щелочных, хлоритипных флюидов на плагиогранитизированные (в более раннее время) породы, в результате возникли биотит-хлоритовые метасоматиты. Последние в случае развития их вблизи контакта с карбонатными породами (геохимический барьер) часто отличаются повышенной золотоносностью, вплоть до промышленной.

В это время в гнейсовых блоках (см. рис. 3, б) тепловой поток усиливается, его фокус перемещается в центральную часть, обуславливая здесь метаморфизм пород в условиях амфиболитовой фации, а также гранитизацию. На регрессивной стадии метаморфизма широко проявилась гидротермальная деятельность, обусловленная фторотипными гидротермами, связанными с гранитами, и хлоритипными мантийного происхождения (Сазонов и др., 1989; Огородников, Сазонов, 1991). Здесь образовались редкометальные, керамические и хрусталеносные (с самоцветами) пегматиты, флюоритовые с редкими металлами грейзены, кварцевые жилы с молибденитом (сопровождаются калишпатовыми метасоматитами), зоны развития существенно глиноземистых минералов (см. рис.3, б). Эволюция хлоритипных гидротерм во времени и пространстве главным образом за счет падения температуры и обогащения их на глубоких горизонтах бикарбонат-ионом привела к сопряженному образованию золотосодержащей сульфидной минерализации прожилково-вкрапленного типа в биотит-хлоритовых метасоматитах на глубоких горизонтах месторождений (горного хрусталя), а также в эйситах и кварц-серицитовых метасоматитах на промежуточных горизонтах и кварц-жильной хрусталеносной минерализации, которой сопутствуют аргиллизиты, на верхних горизонтах. Аргиллизация приводит к переотложению золота в обрамлении зон распространения продуктов этого процесса (Огородников, Сазонов, 1991). Имеются минералого-геохимические доказательства участия в формировании магматитов, метаморфитов и метасоматитов, указанных на рис.3, б, мантийных флюидов (Сазонов и др., 1988).

Таким образом, в Уральском регионе золотооруденение известно в связи со структурно-вещественными комплексами всех геодинамических обстановок его развития. Это обусловлено в основном способностью элемента накапливаться как в щелочных, так и в ацидофильных средах, а также транспортироваться в различных гидротермах (хлоридных, сульфидных и др.). Для геодинамических обстановок, характеризующихся образованием фемических комплексов пород, свойственны золотосодержащие формации, а для тех из них, которые представлены в существенной мере салическими комплексами, - собственно золоторудные. Там, где совмещены вещественные комплексы, возникшие в разных геодинамических обстановках (преимущественно в пределах активной континентальной окраины), образовалось сложное: полигенное и полихронное золотое оруденение.

Подвижным поясам свойственна корреляция между типоморфными структурно-вещественными комплексами различных геодинамических обстановок (континентального рифтогенеза, океанического спрединга, островодужной, активной континентальной окраины - с надсубдукционными вулкано-плутоническими поясами, депрессиями, глубинными разломами аккреции-коллизии и др.) и сопряженными с ними генетически и часто пространственно золоторудными месторождениями различных генетических типов, каждому из которых отвечают свои формации (обычно не более двух, редко три) околорудно измененных пород (табл.3).

Для геодинамических обстановок, характеризующихся фемическим комплексом пород, возникших в режиме растяжения, свойственны в основном золотосодержащие рудные формации. Для них типоморфны метасоматиты кварц-серицитового состава, редко

**Главные золотопродуктивные и сопряженные с ними
Метасоматические формации Урала.
По (Сазонов и др., 1997) с дополнениями**

Формация	Типоморфный минеральный парагенезис	Особенности развития метасоматоза	Связь с магматизмом, характерные условия локализации	Месторождения и проявления, сопровождаемые метасоматитами формации
1	2	3	4	5
Аргиллизитовая	Кв+Гс(Кв+Кл)	Низкие Т и Р. содержание CO_2 в растворе может быть таким же, как в «беретизирующих», «гумбеитизирующих» их разностях	Связаны с кислым магматизмом. Известны случаи аргиллизации апогранитных березитов. Контролируются трещинами и трещинными зонами.	Аметистовые (Ватиха, Тальян и др.), агатовые (Шайтанское), урановые, редкометальные
Гидротермальных кварцитов	Кв+Се	Низкие Т и Р и содержание CO_2 в растворе; рН раствора меньше, чем при березитизации-лиственитизации	Связь с магматизмом обычно не устанавливается. Контролируются трещинными структурами.	Золоторудные. Известны случаи развития по породам ультраосновного-кислого состава, а также по основным породам
Березит-лиственитовая	Кв+Се (Кв+Се+Кб)	Т и Р более высокие. Чем при аргиллизации	Связаны с массивами гранитоидов тоналит-гранитоидного состава, дайковыми комплексами (гранитоид-порфирами), андезитами толеитового типа, кислыми субвулканитами. Контролируются зонами расщепления, трещиноватости, эндо- и экзоконтактами названных массивов, поясами даек гранитоид-порфиров	Золоторудные (Березовское) золото-полиметаллические (некоторые проявления Урала и других регионов), сурьмяные, ртутные (СевероВотсок СССР, Кавказ и др.), аметистовые (Ватиха), агатовые (Шайтанское и др.)

1	2	3	4	5
Кварц-серицитовых метасоматитов	Кв+Се	Т и Р сопоставимы с процессом березитизации-лиственитизации (Т может быть несколько выше). CO_2	Связаны с основными эффузивами ранней стадии эвгеосинклинали. Контролируются вулканическими постройками, реже разломами. Роль трещинных структур мала.	Медноколчеданные (Сибай, Учалы, Гай и др.)
Эйситовая	Кв+Аб+Кб	Т и Р промежуточные между типичными для березитизации-лиственитизации и гумбеизации	Связаны с гранитоидами тоналит-гранодиоритовой формации и сиенито-диоритами коллизионной стадии развития региона. Локализуются в эндоконтактной и внутренней зонах массивов указанных пород	Березовское и Куманское рудные поля
Гумбеитовая	Кв+Кш+Кб	Реализуется в тех же условиях, что березитизация-лиственитизация, но при больших Т и рН	Связаны с гранитоидами тоналит-гранодиоритовой и габбро-гранитной формацией. Локализуются в основном в интрузивной и эндоконтактной зонах массивов массивов гранитоидов.	Вольфрамовые, золото-вольфрамовые (Березовское, Гумбейское и др.), медно-молибденовые
Тальк (хлорит)-карбонатных метасоматитов	Та(Хл+Кб)	Реализуется при больших Т, Р и рН, чем березитизация-лиственитизация	Связаны с массивами гранитоидов тоналит-гранодиоритовой формации. Контролируется мощными зонами расланцевания.	Тальк-магнезитовые (Шабровское, Березовское и др.)
Хлоритовых метасоматитов	Хл+Кб	Реализуется при больших Т и рН, чем березитизация-лиственитизация	Связаны с дайками гранитоид-порфиоров, развиваются над ними и в их контактах.	Хлоритовые, тальк-хлоритовые (Березовское, Шиловское, Шабровское)
Скарнов	Пир+Гр	Реализуется при больших Т и рН, чем гумбеитизация	Связаны с магматитами габбро-диорит-гранодиоритовой формации. Контролируется контактными зонами массивов, реже разломами	Медно-магнетитовые (с золотом) скарновые месторождения Турьинского, Ауэрбаховской группы

1	2	3	4	5
Хлограпитовая	Хл+Гр+Пир	Относительно высокая Т начала образования метасоматитов (460°C) и рудного минерального комплекса (430°C)	Образование генетически связано с процессами антигоритовой серпентинизации альпинотипных ультрабазитов	Золотая гора
Антигоритовых серпентинитов	Ант+Мт	То же	То же	Каганское
Пропилитовая	Акт+Эп+Хл Эп+Хл+Аб		Связаны преимущественно с магматитами габбро-диорит-гранодиоритовой формации, предшествуют дайкам гранитоид-порфиров, березитам-лиственитам и кварц-серицитовым метасоматитам	Березовское (зоны разломов преимущественно широтной ориентировки). Быньговское месторождения

Примечание. Здесь и далее в тексте и таблицах приняты следующие сокращения минералов: Кв-кварц; Гс- гидрослюда; Кл-каолинит; Се- серицит; Кб- карбонат; Кш- калиевый полевой шпат; Та-талък; Хл – хлорит; Пир –пироксен; Гр- гранат; Аб- альбит; Ант- антигорит; Эп- эпидот; Мт- магнетит; Акт- актинолит.

отмечаются антигоритовые серпентиниты и хлограпиты. Для салических комплексов, возникших в режиме сжатия и представленных существенно коллизионными гранитоидами, характерны собственно золоторудные месторождения, преимущественно кварц-жильного типа с околорудными метасоматитами, принадлежащими главным образом березит-лиственитовой формации. Площади, на которых совмещены вещественные комплексы, возникшие в различных геодинамических обстановках, - в первую очередь это касается зон активной континентальной окраины - отличаются сложным (полигенным и полихронным) золотооруденением и соответственно интегральной околорудной метасоматической зональностью. Приведенными данными, а также способностью золота транспортироваться в различных (хлоридных, сульфидных и др., обычно содержащих CO_2) гидротермальных растворах и накапливаться как в щелочных, так и в ацидофильных средах, обуславливается формационное разнообразие золотого оруденения и сопутствующих ему метасоматитов.

Наиболее существенные концентрации золота возникают в связи с вещественными комплексами островодужной геодинамической обстановки и активной континентальной окраины. В первых комплексах образуются разноформационные золотосодержащие колчеданные месторождения с ореолами околорудно измененных пород кварц-серицитовой формации. Заканчивают рудный процесс золотополиметаллические объекты, рудные тела которых сопровождаются оторочками березитов-лиственитов. Эта же закономерность свойственна и активным континентальным окраинам, где сначала формируются золотосодержащие месторождения (скарновые и медно-порфировые) в связи с андезитовидными вулканоплутоническими комплексами. Последние в случае большей удаленности в сторону континента имеют более кислый состав, здесь развито собственно золотое оруденение, для которого весьма существенна кварц-жильная составляющая, сопряженная с березит-лиственитовой формацией и генетически связанная с гранитоидами тоналитового состава.

Аккреционно-коллизионные процессы обуславливают образование полигенного и полихронного золотого оруденения с интегральным ореолом околорудно измененных пород. При этом в одной и той же структуре могут совмещаться метасоматиты двух, трех формаций, иногда больше. В случае совмещения продуктов различных этапов (стадий) в одной и той же тектонической структуре без пересечений интегральная зональность с большим трудом поддается расшифровке. Изучение метасоматических колонок с совмещенной зональностью невозможно без детального анализа парагенезисов минералов на базе реальных составов последних и детальных геохимических, включая изотопные, исследований.

Подтверждены представления Д.В.Рундквиста и И.Г.Павловой (1972) о возможности взаимопереходов между формациями метасоматитов, формирующихся при относительно близких физико-химических условиях при участии флюидов, имеющих близкую или одинаковую геохимическую, включая летучие компоненты, специализацию. Идейная основа такого положения - конвергентность метасоматитов, возможность образования в РТХ-условиях разных формаций. Кстати, конвергентность является одной из важнейших характеристических черт метасоматитов практически всех формаций.

Установлено, что ореолы околорудно измененных пород имеют концентрически-зональное строение. В разноуровневых сечениях таких ореолов золото ведет себя по-разному: в одних выносятся, в других - привносится, в третьих - ведет себя инертно. Области выноса золота находятся в основном над и под внутренней зоной метасоматитов, а участки его концентрации - в интервале развития этой зоны. Наряду с околорудными метасоматитами на некоторых месторождениях, сформированных в условиях растяжения (например, Муртыкты на Южном Урале, Балей в Восточном Забайкалье и др.), выделяются их сорудные разности, представленные хлоритом, парагенезисом хлорит+кальцит, адуляром, а также серицитом 1М.

Концентрически-зональное строение ореолов околорудно измененных пород с учетом направленного изменения минерального состава метасоматитов в вертикальной плоскости можно успешно использовать для прогнозирования минеральных типов месторождений, фаций глубинности оруденения, величины уровня эрозионного среза рудных тел. Этот вывод приложим ко всем стадиям геологоразведочных работ, включая прогнозирование оруденения на глубину, в том числе слепого.

Сейчас выделяется джаспероидный промышленно-генетический тип золоторудных месторождений (Сазонов, 1998). Однако самостоятельной метасоматической формации джаспероиды не образуют, являясь межформационными образованиями. Современные данные позволяют рассматривать джаспероиды как апокарбонатную фацию, возникшую в условиях, как минимум, формирования гумбеитовой, эйситовой, березит-лиственитовой, кварц-серицитовой и аргиллизитовой формаций.

Составом (точнее кремнекислотностью-основностью) вещественных комплексов, типоморфных каждой геодинамической обстановке, определяется типоморфный для них набор генетических типов золоторудных месторождений и сопутствующих им околорудных метасоматических формаций. Глубинностью развития гидротермального процесса, обусловленного конкретным вещественным комплексом, а также такими параметрами системы и раствора, как P , T , X , pH , Eh , определяется формационный тип образующихся околорудных метасоматитов. На крупных золоторудных месторождениях, сопряженных с рифтогенными, коллизионными и островодужными комплексами, прослеживается вертикальная зональность на межформационном уровне, как правило, в пределах двух формаций. Выход метасоматитов конкретной формации на дневную поверхность обуславливается уровнем эрозии месторождения.

Важную роль при поисках, разведке и прогнозировании играет разномасштабное картирование золотопродуктивных метасоматических формаций. Результаты мелкомасштабного картирования - одна из важных основ для металлогенического анализа и прогнозирования. Материалы, полученные при средне- и крупномасштабном картировании метасоматитов, являются базой для разработки стратегии и тактики поисков. Картироваться должны все метасоматические формации, что в результате позволит существенно упростить выделение площадей, перспективных на золотое оруденение.

Для идентификации метасоматитов аргиллизитовой, кварц-серицитовой и березит-лиственитовой формаций могут использоваться светлые слюды. В метасоматитах названных формаций они представлены различными модификациями и отчетливо различаются по параметрам кристаллической решетки. Приведены примеры успешного использования этого вывода на ряде золоторудных месторождений.

В ближайшем будущем для возрождения золотой промышленности России необходимо открытие новых месторождений, преимущественно нетрадиционных типов. Основой для их поисков должна стать вертикальная зональность околорудно измененных пород. Ее выявление и количественное изучение - главная задача проблемы метасоматических формаций на ближайшее будущее.

Дальнейшее исследование золотопродуктивных метасоматических формаций должно осуществляться с помощью разноуровневого количественного моделирования, базирующегося на кондиционной геодинамической основе и данных минералогопетрографического, парагенетического и экспериментального изучения продуктов метасоматоза. Особое внимание должно быть уделено полигенно-полихронным колонкам с совмещенной разноэтапной метасоматической зональностью.

Приведенные в главе 2 уральские материалы имеют общее значение, как показал наш анализ многочисленных опубликованных данных (Металлогения..., 1996; Шер, 1972, 1974; Boyle, 1979; Алабин, 1998 и др.). И это понятно, так как Урал характеризуется наиболее полным рядом тектонических структур и вещественных комплексов

внутрикратонных, палео- и периокеанических областей, что свойственно полному геодинамическому циклу развития литосферы.

Выводы

1. Подвижным поясам свойственна корреляция между типоморфными структурно-вещественными комплексами различных геодинамических обстановок (континентального рифтогенеза, океанического спрединга, островодужной, активной континентальной окраины - с надсубдуктивными вулканоплутоническими поясами, депрессиями, глубинными разломами аккреции-коллизии и др.) и сопряженными с ними генетически и часто пространственно золоторудными месторождениями.

2. Для геодинамических обстановок, характеризующихся фемическим комплексом пород, возникших в режиме растяжения, свойственны в основном золотосодержащие рудные формации. Для них типоморфны метасоматиты кварц-серицитового состава, редко отмечаются антигоритовые серпентиниты и хлограптиты. Для салических комплексов, возникших в режиме сжатия и представленных существенно коллизионными гранитоидами, характерны собственно золоторудные месторождения преимущественно кварц-жильного типа. Площади, на которых совмещены вещественные комплексы, возникшие в различных геодинамических обстановках, - в первую очередь это касается зон активной континентальной окраины - отличаются сложным (полигенным и полихронным) золотооруденением. Приведенными данными, а также способностью золота транспортироваться в различных (хлоридных, сульфидных и др., обычно содержащих CO_2) гидротермальных растворах и накапливаться как в щелочных, так и в ацидофильных средах, обуславливается формационное разнообразие золотого оруденения и в целом его сквозной характер в геологической истории.

3. Наиболее значительные концентрации золота возникают в связи с вещественными комплексами островодужной геодинамической обстановки и активной континентальной окраины. В первых комплексах образуются разноформационные золотосодержащие колчеданные месторождения. Заканчивают рудный процесс золотополиметаллические объекты. Эта же закономерность свойственна и активным континентальным окраинам, где сначала формируются золотосодержащие месторождения (скарновые и медно-порфировые) в связи с андезитоидными вулканоплутоническими комплексами. Последние в случае большей удаленности в сторону континента имеют более кислый состав, здесь развито собственно золотое оруденение, для которого весьма существенна кварц-жильная составляющая, генетически связанная с гранитоидами тоналитового состава.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ РИФТОГЕННОЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ

Рифтогенная геодинамическая обстановка была слабо продуктивной в отношении золота. Мы не знаем сегодня сколько-нибудь значительных золоторудных объектов в этой структурной зоне региона. Не отличалась эта обстановка и разнообразием типов последних. Главными из них являются два: метаморфогенно-гидротермальный (месторождения Авзян и др.) и магматогенно-гидротермальный, сопряженный с базальт-андезитовым вулканизмом (Нияюское месторождение и др.). Наконец, очень интересными в плане металлогении являются проявления золота, связанные с антигоритизированными гарцбургитами.

Золотая минерализация, обусловленная режимом эпиконтинентального рифтогенеза, развита на западном склоне Урала в субмеридионально вытянутой полосе преимущественно терригенных пород. Для последней геолого-геофизическими исследованиями установлены виргации северо-западного направления, которые видны как на геологической (см. рис.2), так и геодинамической (рис. 5) схемах региона. Площади сочленения указанных виргаций с названными рифтогенными структурами (расколами) отвечают "тройным" точкам. Этим точкам свойственна мощная магматическая деятельность и сопряженное с ней рудообразование. Золотое оруденение представлено здесь двумя типами: кварц-жильным и прожилково-вкрапленным (колчеданно-полиметаллическим). Сплошные руды для объектов этих типов не характерны. Установлено два генетических типа золоторудных объектов: магматогенно- и метаморфогенно-гидротермальной.

Большая часть кварц-жильных объектов локализуется в терригенно-осадочных породах, контролируется региональными разломами (расколами). Это минерализованные кварцевые жилы (Авзян, Поповская сопка и др.). Околорудные метасоматиты принадлежат кварц-серицитовой формации. В рудах содержание сульфидов обычно не превышает 2-3 об.%, существенно преобладает пирит. Интересно, что какие-либо интрузивные массивы в зоне эпиконтинентального рифтогенеза Урала не фиксируются.

Золотополиметаллическое полигенное и полихронное оруденение известно на Полярном Урале в пространственной и генетической связи с рифтогенными вулканидами андезит-базальтового и андезитового состава среди отложений бедамельской серии (Нияюское и Нияхойское месторождения). Раннее оруденение сопряжено с пропилитами, поздние (раннекаменноугольные) - с метасоматитами, промежуточными по составу между березитами и кварц-серицитовыми метасоматитами. Глубина формирования рассматриваемых объектов на первом этапе составила приблизительно 3-3,5 км, а на втором этапе она уменьшилась до 1,5-2 км, система стала открытой. Источник рудного вещества мантийный (Сазонов и др., 1986). Последнее подтверждается низкой (не более 700) пробой золота и значительным содержанием (до 10,24 мас.%) ртути в нем.

В южном секторе рифтогенной зоны (на западном склоне Южного Урала) развит ряд небольших массивов апогарцбургитовых серпентинитов с возрастом 500-700 млн лет. Как уже отмечено в главе 2, в этих массивах в тектонически - ослабленных зонах, обычно проходящих ближе к одному из контактов тел серпентинизированных ультрабазитов, развита золотоносная магнетитовая минерализация (месторождение Каганское). Согласно А.С.Варлакову (1995), альпинотипные гарцбургиты R_2 имеют широкое распространение в мире. Понятно, что детальное рассмотрение Каганского месторождения как объекта-эталона рассматриваемого оруденения имеет далеко не

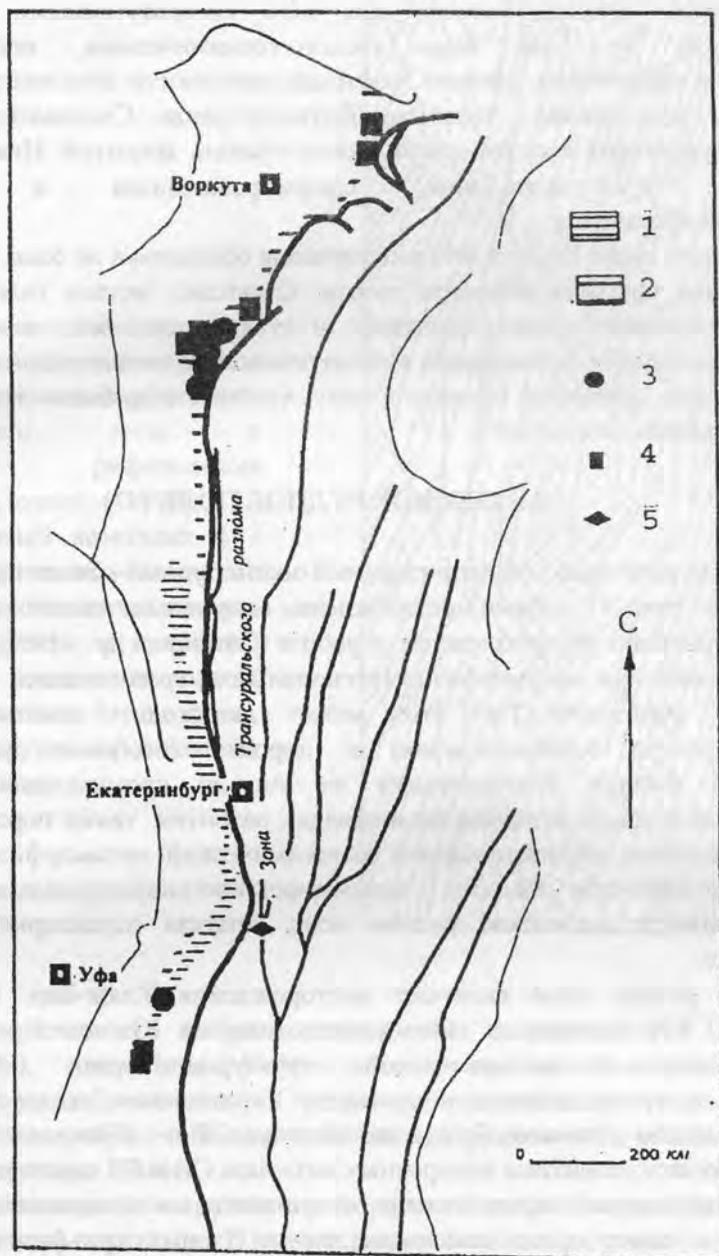


Рис. 5. Среднерифейские и венд-кембрийские рифтогенные вещественные комплексы западного склона Урала. По (Korotcev et al., 1997):

Рифтогенные комплексы: 1 - рифейские и 2 - венд-раннепалеозойские; 3 - золоторудные объекты кварц-жильного типа; 4 - золотополиметаллические проявления, сопряженные с андезитами и диабазами; 5 - золотомагнетитовая минерализация в антигоритовых серпентинитах по альпинотипным ультрабазитам

региональное значение. Заметим, что источник рудного вещества и флюида, породившего Каганское месторождение, мантийный.

Как уже было отмечено в главе 2, на Полярном и Приполярном Урале в обстановке пассивной рифтогенной окраины сформировались золотоносные конгломераты и песчаники. Причем первые на отдельных участках концентрируют золото в промышленных количествах, а вторые отличаются повышенным (до 70-80 мг/т) содержанием металла, являясь для него промежуточными коллекторами. Подчеркнем еще, что по всем геолого-геохимическим, петрохимическим, геодинамическим параметрам, уровню золотопродуктивности конгломераты северного сегмента Урала сопоставимы с таковыми Витватерсранда. Следовательно, проблему золотоносности уральских конгломератов нельзя считать закрытой. Ниже переходим к характеристике объектов-эталонов, сформировавшихся в рифтогенной геодинамической обстановке.

Из сказанного выше следует, что рифтогенная обстановка не была благоприятной для формирования крупных объектов золота. Очевидно, металл был "равномерно" рассеян в образованиях метаморфического и вулканогенно-осадочного комплексов. Отсутствие значительных активаторов (магматические и метаморфические на уровне амфиболовой фации процессы) привело к тому, что золото не было сконцентрировано до крупномасштабных скоплений.

АВЗЯНСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ (42)

Авзянское рудное поле - общепризнанный золоторудный объект метаморфогенно-гидротермального типа. Подобные месторождения выявлены и начали изучаться около 15 лет назад. Обобщения по проблеме см. в работе (Сазонов и др., 1992). Установлено, что непосредственно при метаморфизме (региональном, гранитизации и др.) золотое оруденение не образуется. При этом может происходить заметное повышение концентрации золота (специализация) в породах (особенно характерно для зеленосланцевой фации). Концентрация же Au до промышленных масштабов отмечается только в зонах разломов на площадях развития таких пород. В разломах, как правило, проявлен дислокационный аллохимический метаморфизм-метасоматоз. Типичным представителем объектов метаморфогенно-гидротермального типа зоны рифтогенеза является Авзянское рудное поле, краткая характеристика которого приводится ниже.

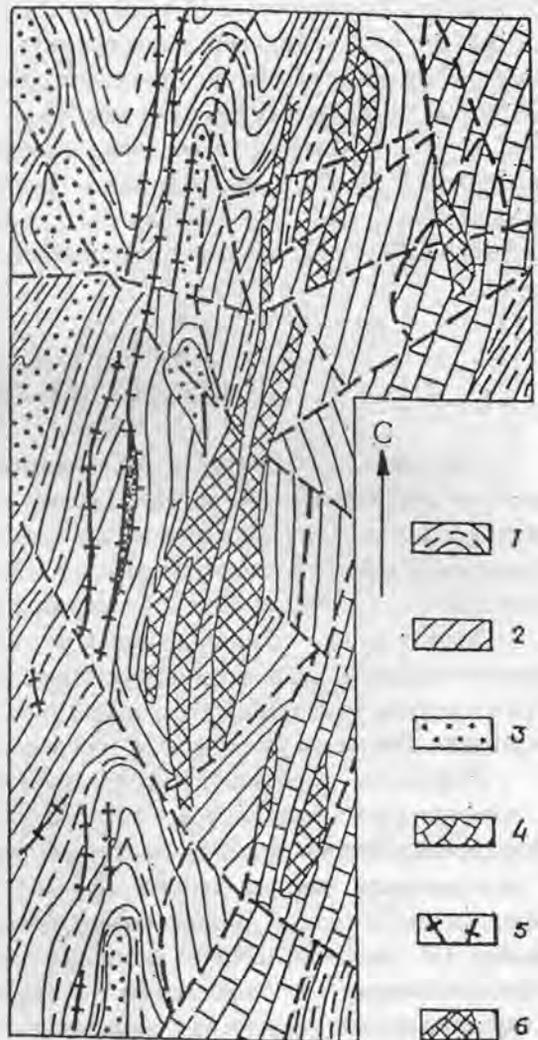
Авзянское рудное поле включает месторождения Улюк-Бар, Рамеева жила, Горный прииск, Кургашлинское. Оно расположено на Южном Урале в пределах Тараташко-Ямантауской положительной структуры. Рудное поле отчетливо приурочивается к трогу, заключенному между Караташским надвигом на западе и Авзянским разломом (сдвига-сброс) на востоке. Его строение блоковое, что обусловлено широким развитием поперечных разломов СВ и СЗ простирания (рис. 6).

Золотое оруденение представлено кварц-жилным (меридиональные жилы и прожилки), а также прожилково-вкрапленным (зоны сульфидизации) типами (см. рис. 6). Основные рудоносные тела приурочены к осевой части и в меньшей мере к крыльям крупной синклинали, которая, по данным П.Г. Бердникова (1987), испытывает погружение в южном направлении.

Месторождение Горный прииск локализовано в кварцитах и кварцито-песчаниках зигальгинской свиты, остальные объекты - в углисто-карбонатных породах юшинской свиты. Зоны интенсивной минерализации (пирит, пирротин) фиксируются в карбонатно-углисто-глинистых породах юшинской свиты. Все породы рудного поля метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации (Кац, 1985). Здесь развито большое количество даек габбро-диоритов и кварцсодержащих габбро-диабазов. Одна

часть даек (дорудная) имеет рифейский возраст, другая (послерудная), возникла параллельно с раскрытием рифта в Магнитогорской зоне.

Рис.6. Авзянское золоторудное месторождение метаморфогенно-гидротермального типа в рифейском рифтогенном комплексе. По (Золото..., 1993):
1-4 - терригенный комплекс: 1 - глинистые и аргиллито-глинистые сланцы, 2 - песчаники и алевролиты, 3 - кварциты и кварцито-песчаники, 4 - известняки, иногда доломитизированные; 5 - диабазы; 6 - золотые руды прожилково-вкрапленного типа



Судя по имеющимся цифрам относительно возраста - 674-736 (Кац, 1985, Бердников, 1987), полученным К-Аг - методом по светлым слюдам околорудных метасоматитов, рудообразование в Авзянском рудном поле произошло в венде. Палеозойские дайки габбро-диабазов в Авзянском рудном поле наложены на золотое оруденение (Кац и др., 1986).

В углеродистых сланцах рудного поля развит диагенетический пирит (2-3 мас.%) в виде глобулярных агрегатов. В зонах наложения околорудного метасоматоза на сланцы пирит укрупняется, становится монолитным; вместе с этим образуется небольшое количество пирротина. Такой пирит отличается повышенной золотоносностью. На основе утяжеленного изотопного состава серы пирита из рассматриваемого пирита ($\delta^{34}\text{S} = +8,4 \pm 27,4\%$) предполагается ее первично осадочное происхождение (Бердников, 1987).

Промышленно значимое золотооруденение в рудном поле установлено только в связи с кварцевыми жилами. Последние минерализованы сульфидами (3-10 об. %) в зальбандах. Пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, пирротин и золото (в порядке уменьшения содержания) отлагались одновременно. Исключение составляет галенит, который корродирует кристаллы пирита и обрастает в виде каймы зерна сфалерита.

По данным В.В.Мурзина, пирит образует кристаллы размером от 10-20 мкм до 2-3 мм. В отличие от такового зон минерализации, пирит в сланцах содержит в повышенных концентрациях (мас.%) As - 0,12-0,23, Hg - 0,07-0,08, Co - 0,03. Сфалерит представлен Fe-разностью (4,8-5,9 мас.% Fe) с умеренным содержанием Cd (0,1-0,2 мас.%). Он часто включает эмульсионную вкрапленность халькопирита. Самородное золото с размером частиц до 1 мм зафиксировано в пирите и кварце. Проба золота 813-824, всегда содержит Hg (0,04-0,1 мас.%).

В рудах штокверковых зон, развитых в углеродных сланцах, установлен арсениопирит. Проба золота в рудах с арсениопиритом равна 900 (Кац, 1985). Высокая концентрация As (0,003 мас.%) зафиксирована в углеродистых сланцах (Бердников, 1987). На основе этого полагается, что источник арсениопирита в рудах - эти сланцы.

НИЯЮССКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ И НИЯХОЙСКОЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЕ (1,2)

Объекты располагаются на Полярном Урале в 60 км от Воркуты. В 60-х гг. XX столетия на Нияюсском и Нияхойском объектах проведены поисково-оценочные работы с проходкой серии наклонных колонковых скважин и двух штолен (последние только на Нияюсском месторождении). Объекты маломасштабны: запасы золота по категориям C₁+C₂ составляют 3,4 т, серебра 10,9 т.

Золоторудные объекты района располагаются в пределах крупной рифейской Манитанырдской вулканогенно-тектонической структуры, перекрытой более поздними образованиями палеозойского возраста (рис. 7). Палеозойские отложения перекрывают рифейские с угловым несогласием; в основании разреза развиты конгломераты.

Рифейские образования в центральной части района представлены туфами и порфиритами базальтового состава. Гораздо меньше развиты субвулканы, сформировавшиеся в пределах кольцевых структур, расположенных в северо-восточной и юго-западной частях района (см. рис. 7, а). Они представлены дайками и изометричными телами андезит-базальтовых и базальтовых порфиритов (прижерловые фации). По латерали лавовые фации вулканитов сменяются туфовыми разностями и туфопесчаниками с прослоями мелкозернистых песчаников, алевролитов, углеродистых сланцев иногда с линзами доломитизированных известняков.

Незначительное развитие в районе получили серпентиниты, многочисленные мелкие тела габбро и габбро-диабазов. Кроме перечисленных пород, на характеризуемой площади установлены серпентинизированные пикриты, а также тела трахиандезитов, трахибазальтов, иногда пироксенитов. На Нияюсском месторождении, в частности, С.Н.Вахрушевым (1991) показано, что все вышеназванные магматиты отвечают рифтогенной формации. Вулканы района относятся к трахибазальтовой формации, локализуются внутри грабеновых структур, выполненных молассоидами.

Абсолютный возраст даек колеблется в пределах от 350 до 490 млн лет (Вахрушев, Макаров, 1986) и истолковывается нами следующим образом. Эти дайки полигенны. Среди них, видимо, имеются рифейские. Дополнительно эти образования могли сформироваться в период раскрытия Уральского палеоокеана. На этот счет имеются данные, полученные по западному склону Урала ранее (Сазонов и др., 1986). Молодые же дайки (350 млн лет) - это или продукты общеуральской коллизии, или же результат наложения коллизионных процессов на ранние дайки.

В пределах рассматриваемого района отмечается следующая метаморфогенно-метасоматическая зональность (рис.8, А, Б). В центральных частях вулканоплутонических структур развиты пропилиты и кварц-кальцит-серицитовые метасоматиты, которые в периферической части этих структур сменяются березитами и сорудными метасоматитами альбит-хлоритового состава.

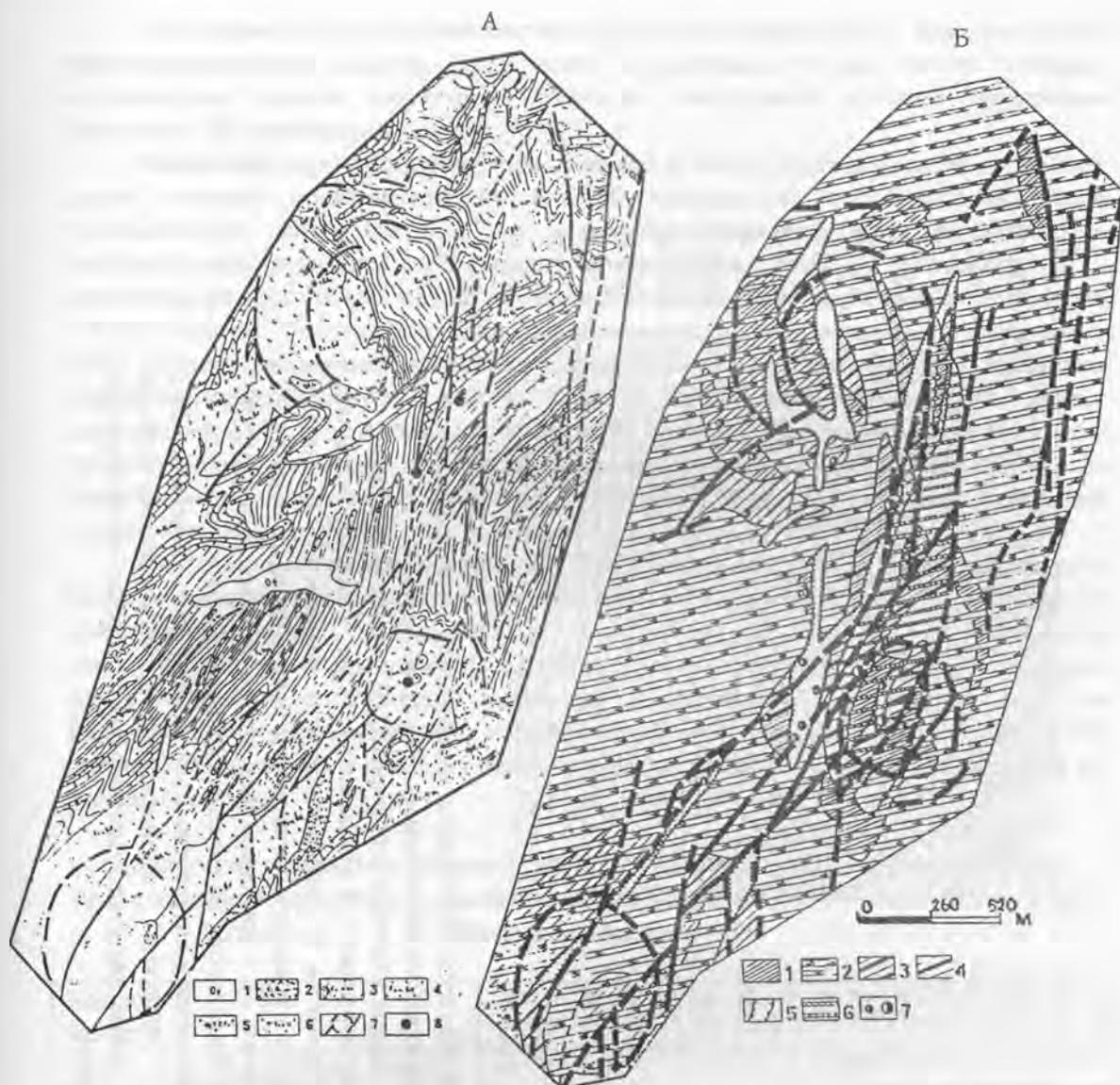


Рис. 7. Геологическая (А) и метаморфогенно-метасоматическая (Б) карты района Нияусского месторождения и Нияхойского рудопроявления.

По (Вахрушев, 1991) с незначительными изменениями.

А: 1 - четвертичные отложения; 2 - конгломераты, гравелиты, песчаники, покровные эффузивы (манитаньрдская серия); 3 - флишоидные отложения с прослоями в верхней части известняков, в нижней - туфоконгломератов и туфогравеллитов (янганэпейская свита); 4 - эффузивы базальтового-кислого состава с линзами известняков и сланцев различного состава (бедамельская серия); 5 - габбро, габбро-диабазы, диабазы, диабазовые порфириды (леквожский интрузивный комплекс), 6 - серпентиниты (сивьягинско-енганэпейский комплекс); 7 - кольцевые и линейные разломы; 8 - золоторудные объекты.

Б: 1 - пропилиты; 2 - метаморфиты зеленосланцевой фации (хлорит-актинолитовая субфация), 3 - 5 - метасоматиты березит-лиственитовой формации; 6 - метаморфиты зеленосланцевой фации (прениг-пумпеллитовая фация); 7 - то же, что 8 на рис. А; жирный пунктир-кольцевые и линейные разломы

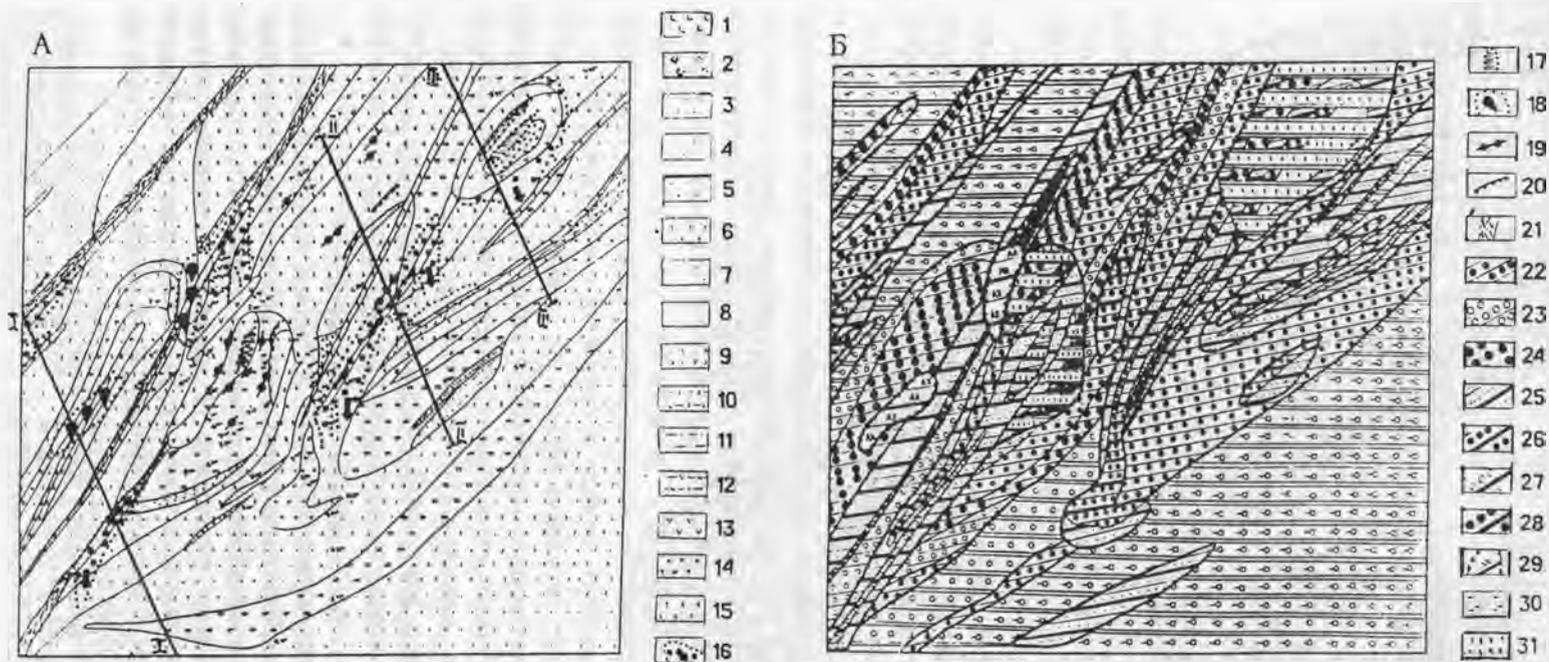


Рис. 8. Геологическая (А) и метасоматическая (Б) карты Нияюсского золоторудного месторождения.

По (Вахрушев, 1991) с незначительными изменениями. Масштаб 1:10000:

1 - базальты; 2 - туфопесчаники; 3 - плагиоклазовые порфириды; 4 - андезиты-дациты; 5 - миндалекаменные базальты; 6 - пироксеновые порфириды; 7 - базальтовые туфы; 8 - алевропесчаники; 9 - туфобрекчии; 10 - туфосланцы; 11 - туфоалевролиты; 12 - аповулканогенные сланцы; 13 - андезиты; 14 - взрывчатые брекчии; 15 - трахидабазы; 16 - золоторудные столбы и направление их падения; 17 - рудные столбы в субвулканических андезитах; 18 - трубообразные залежи штокверковых руд; 19 - жильные золотоносные тела, выходящие на поверхность; 20 - слепые жильные золотоносные тела; 21 - зоны дробления; 22, 23, 24 - внешняя, промежуточная и внутренняя зоны колонок пропилитизации; 25-27 - альбит-хлоритовые метасоматиты; 30 - продукты зеленосланцевого метаморфизма (хлорит-актинолитовая фация); 31 - продукты зеленосланцевого метаморфизма (прениг-пумпеллитовая фация); I-I, II-II, III-III - линии опорных разрезов

Проявления золото-мышьяковистого оруденения приурочены к красвым частям палеовулканических центров, чаще всего к замковым частям мелких складок, осложняющих крылья структуры. Отмечается отчетливый контроль оруденения разломами СВ простираения (см. рис. 8, А).

Нияюское месторождение, геологическая и метаморфогенно-метасоматическая карты которого представлены на рис. 8, расположено в центральной части вулканического центра (см. рис.7, А), сложенного базальтовыми вулканитами. На месторождении выделены небольшие штокообразные тела трахиандезитов и эксплозивных брекчий (см. рис. 8), которые контролируются радиальными трещинами СВ простираения. Эти тела пересекают рифейско-вендские вулканиты. В штокообразных телах развита прожилково-вкрапленная минерализация. Субмеридиональные разломы контролируют размещение рудных тел сложной морфологии - трубообразные залежи штокверковых руд и золоторудных столбов. В пределах радиальных трещин развито брекчирование вулканитов позднерифейско-вендского возраста. Обломки последних сцементированы кварцем, в котором по трещинам развивается золотосульфидная минерализация (рис. 9, 10).

Околорудные изменения пород (табл. 4) проявлены в ранней пропилитизации и позднем развитии метасоматитов непостоянного состава - последние колеблются от кварц-серицитовых метасоматитов (кварц+серицит+кальцит) до березитов (кварц+серицит+доломит-анкерит). Принадлежность ореола околорудно измененных пород к березит-лиственитовой формации подтверждается рис. 11, на котором фигуративные точки химического состава околорудно измененных пород Нияюского района располагаются в пределах полей березитов по кисло-средним и лиственитов по основным породам.

Таблица 4

Химический состав (мас.%) некоторых пород района Нияюского золоторудного месторождения и продуктов их метасоматической переработки (пропилитизация и др.). По (Вахрушев, Макаров, 1986)

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	59.92	57.04	50.97	46.73	50.07	59.92	50.00	57.12	60.07
TiO ₂	0.98	0.90	1.05	1.04	1.43	0.77	0.78	0.58	0.45
Al ₂ O ₃	18.84	18.66	12.76	11.27	17.25	14.46	13.66	14.69	11.09
Fe ₂ O ₃	1.56	1.80	1.18	3.83	2.48	2.23	1.63	0.78	1.96
FeO	4.86	3.20	3.75	5.41	7.18	5.78	8.12	5.98	2.16
P ₂ O ₅	-	0.10	-	0.17	-	0.14	0.13	-	-
MnO	0.05	0.17	0.10	0.17	0.13	0.13	0.16	0.11	0.08
MgO	1.22	2.05	1.47	4.58	4.92	4.88	8.85	5.48	2.29
CaO	1.37	1.71	12.08	13.32	6.61	2.39	7.17	3.42	11.07
Na ₂ O	2.08	1.40	2.88	1.21	3.74	2.73	2.53	2.71	0.76
K ₂ O	2.80	4.50	1.69	0.66	1.31	2.09	1.42	2.49	4.14
CO ₂	1.58	3.32	11.40	7.64	0.10	0.10	0.10	2.14	5.29
SO ₃	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.18	0.10
П.п.п.	5.49	7.65	11.83	10.83	4.00	4.08	4.83	5.63	5.97
Сумма	99.17	99.18	99.76	99.22	99.12	99.30	98.18	98.99	100.04

Примечание. 1 - аповулканический сланец, березитизированный; 2 - кварц-карбонат-серицитовый метасоматит по алевропесчанику; 3 - то же с пиритом; 4,5 - андезитовый порфирит пропилитизированный; 6 - порфириод; 7 - хлоритизированный туфосланец; 8 - алевропесчаник, замещающийся метасоматитами кварц-серицитового состава; 9 - березит-лиственит по алевропесчанику.

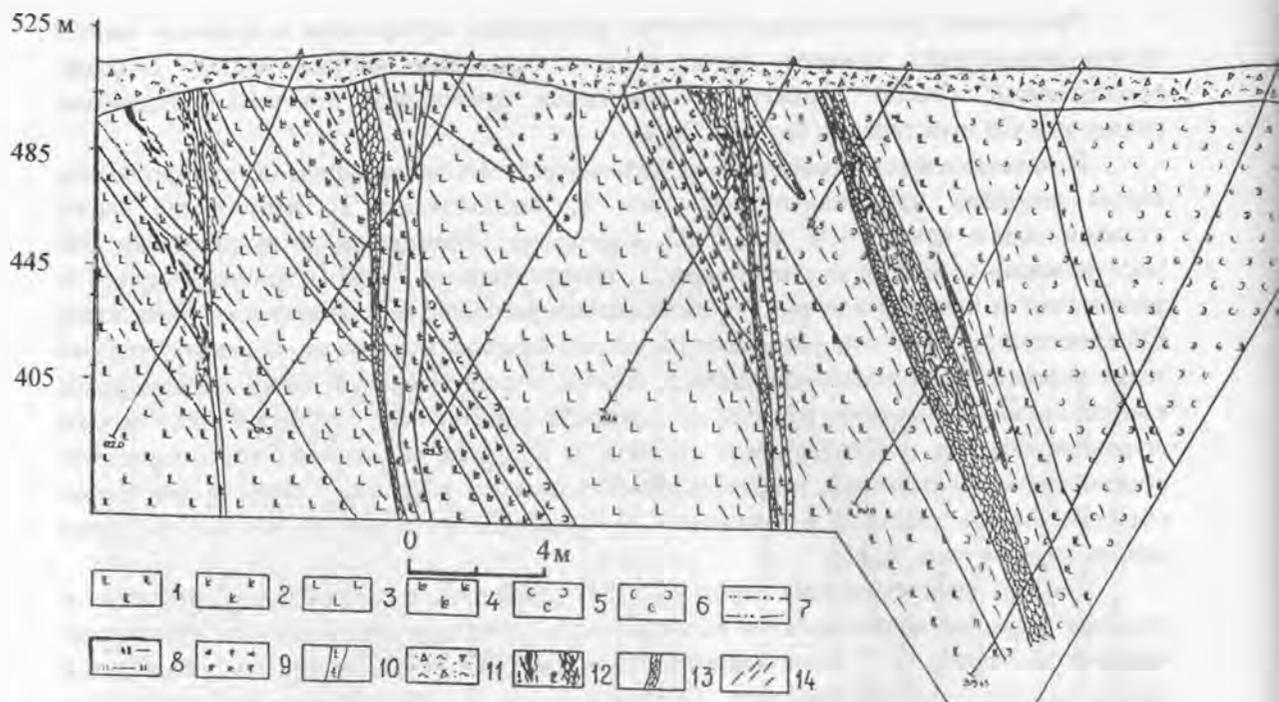


Рис. 9. Геологический разрез Нияусского месторождения по профилю 1-1 (см. рис.8).

По (Вахрушев, 1991):

1 - плагиоклазовые порфириды; 2 - пироксеновые порфириды; 3 - базальты; 4 - миндалекаменные базальты; 5 - туфы; 6 - туфопесчаники; 7 - алевропесчаники; 8 - алевросланцы; 9 - взрывные брекчии; 10 - трахидиабазы; 11 - супесь, суглинки, галька; 12 - рудные тела: 1 - жильного типа, 2 - штокверкового типа; 13 - зоны дробления и истирания пород; 14 - элементы расщепления пород

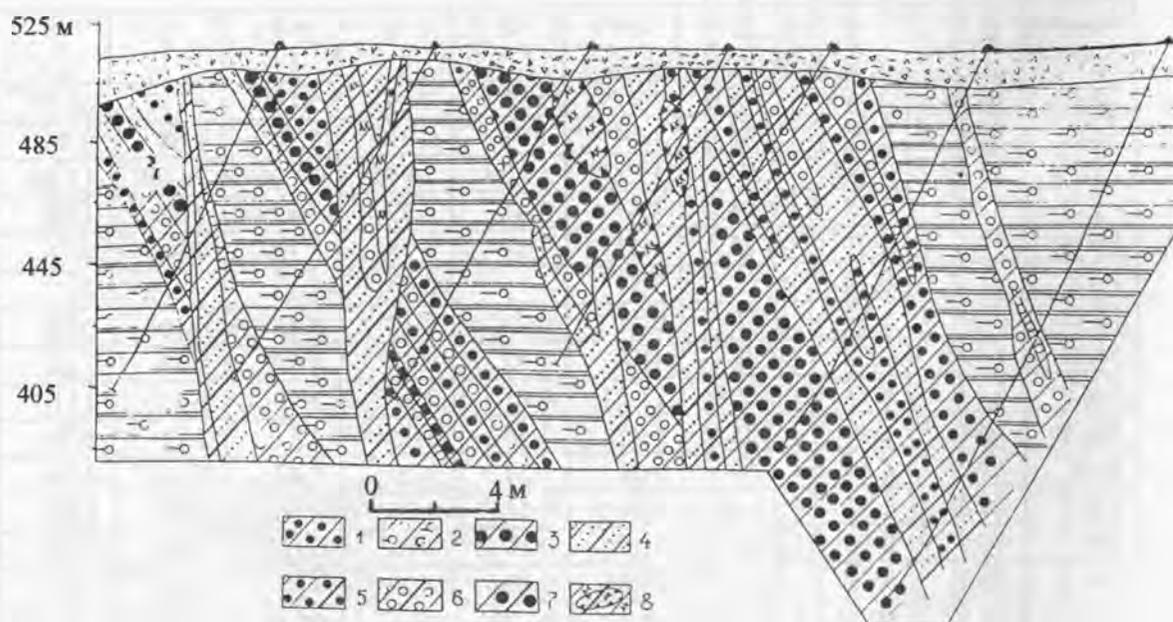


Рис. 10. Метасоматический разрез Нияусского месторождения по профилю 1-1

(см. рис.8). По (Вахрушев, 1991):

1-3 - внешняя, промежуточная и внутренняя зоны пропилитов; 4-6 - внешняя, промежуточная и внутренняя зоны брекчии; 7 - жила внутренней зоны с оруденением; 8 - альбит-хлоритовые метасоматиты щелочной (рудной) стадии

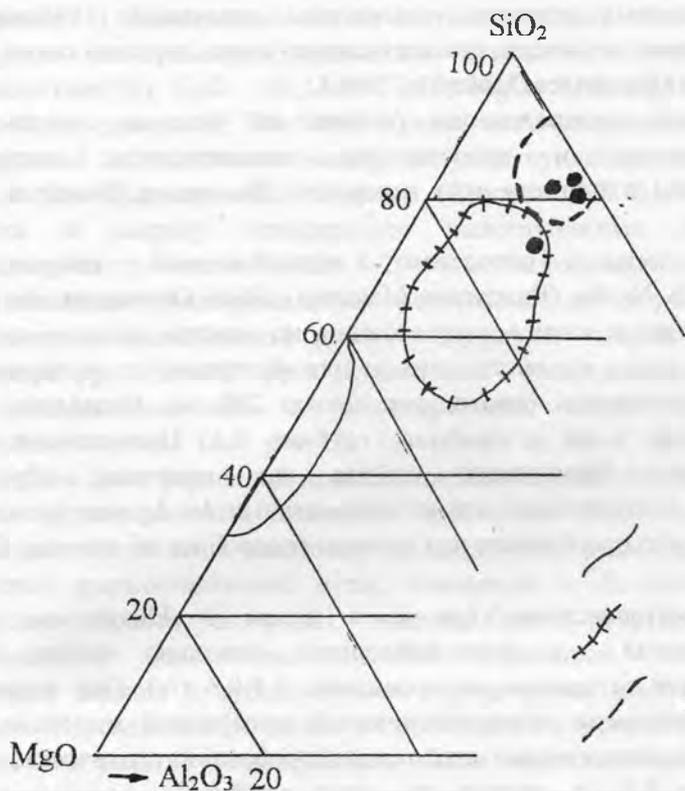


Рис. 11. Положение фигуративных точек химического состава околорудных метасоматитов района Нияусского месторождения (залитые кружки) на диаграмме березитов-лиственитов. Основа по (Сазонов, 1987):

1-3 - поля химического состава околорудных метасоматитов: 1 - апосерпентинитовых лиственитов, 2 - лиственитов по породам основного состава, 3 - березитов по породам средне-кислого состава. Составы метасоматитов взяты из табл. 4 (анализы № 1-3,8)

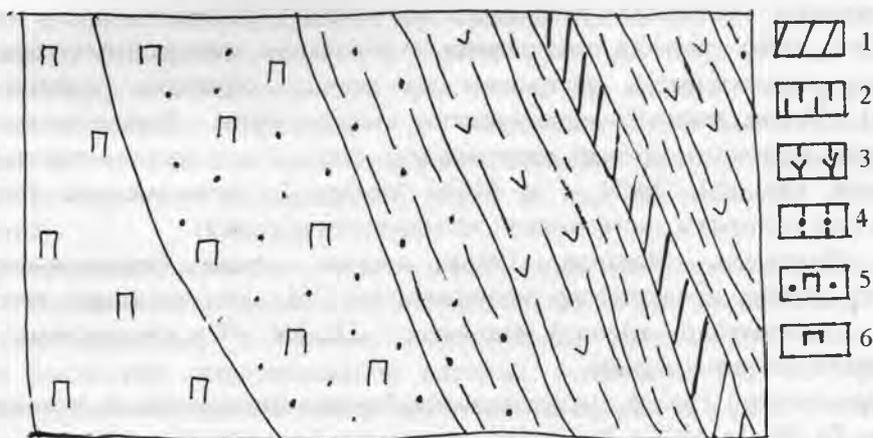


Рис. 12. Колонка с совмещенной метасоматической зональностью: метасоматиты принадлежат березит-лиственитовой и пропилитовой формациям. Зарисовка части расщели из штольни №2 Нияусского месторождения:

1 - кварцевые с карбонатом жилы; 2-6 метасоматиты: кварц-серицитовый, иногда с доломит-анкеритом(2), кварц-серицит-альбитовый, иногда с карбонатом (3), кварц-серицит-альбит-карбонат(кальцит)-хлоритовый (4), кварц-эпидот-альбит-кальцит-хлоритовый (5), актинолит-кварц-эпидот-хлоритовый (6)

В пропилитизированных породах установлены следующие минеральные парагенезисы: эпидот+актинолит+кварц, эпидот+хлорит+кварц, эпидот+кварц. Хлорит представлен прохлоритом (Вахрушев, Макаров, 1986).

Значительная рудная минерализация развита на участках максимального расщепления в породах и представлена халькопиритом, пирротинном, арсенипиритом, марказитом и пиритом трех генераций (Вахрушев, Макаров, 1986 и наши данные).

Пропилитизация пород Нияюсского месторождения сопровождалась обогащением их Cu, Zn, Pb, Ni, Sn (Вахрушев, Макаров, 1986). Отношение Au / Ag на уровне расположения штолен в зонах минерализации, по нашим данным, составляет 0,6. В указанной работе этот параметр оценен для интервала от поверхности до глубины подсечения колонковыми скважинами (около 230 м). Оказалось, что на поверхности он равен 0,8, а на отмеченной глубине 0,1. Приведенные данные характеризуют пропилиты Нияюсского района как типичные образования пропилитовой формации, типоморфные для мезотермальных Au-Ag месторождений, в которых серебро существенно преобладает над золотом (подробнее об этом см. Сазонов, 1998).

На Нияюсском месторождении (да и в целом в Нияюсском районе) золотоносность, сопряженная с пропилитизацией, довольно слабая (обычно содержания Au в метровых интервалах не превышает 0,4-0,6 г/т). Она возрастает в местах наложения на пропилиты полиметаллической сульфидной минерализации с самородным золотом (на аналогичные интервалы опробования количество Au в среднем составляет около 4-6 г/т, иногда оно резко возрастает, достигая десятков граммов на одну тонну).

В палеозое (очевидно, дискретно во временном интервале от ордовика до каменноугольного времени) пропилитизированные породы были снова подвергнуты метасоматическому преобразованию в условиях березит-лиственитовой, кварц-серицитовой формаций. В результате были сформированы колонки с совмещенной метасоматической зональностью (рис. 12). Длительное развитие кислотного выщелачивания в пропилитизированных породах в указанных физико-химических условиях изучено и охарактеризовано в работе (Вахрушев, Макаров, 1986, с.87) на примере колонок по породам различного химического и литологического состава (см. рис. 8). Суть этого процесса заключается в замещении минеральных парагенезисов пропилитов парагенезисом, состоящим из кварца, серицита, доломит-анкерита (кальцита). Принадлежность метасоматитов второго этапа к березитам-лиственитам доказывается петрохимическими данными (см. рис. 11) по составу таких инертных компонентов, как SiO₂, MgO и Al₂O₃, "поздние" метасоматиты принадлежат березитам (по кислым) и лиственитам (по основным породам).

По (Вахрушев, Макаров, 1986), светлая слюда березитов-лиственитов Нияюсского района представлена модификацией 2M₁. На основании этого можно говорить о достаточно высокой (не менее 320-350 °C) температуре процесса березитизации-лиственитизации.

Геохимический спектр метасоматитов березит-лиственитовой формации более широк (Cu, Zn, Pb, As, Ni, Co, Sn), чем у пропилитов (см. выше).

Типоморфная и определяющая практическую значимость рудная минерализация в метасоматитах и кварцевых жилах второго этапа представлена ассоциацией сфалерит+галенит+самородное золото. Она является как бы цементом для раздробленных участков руды, представленных более ранними пиритом и арсенипиритом (Вахрушев, Макаров, 1986). Рудообразование во второй этап началось при температуре около 400 °C. Об этом свидетельствует наблюдавшаяся тесная ассоциация сфалерита с эпидотом и оценка температуры (410 °C) березитизации-лиственитизации, полученная с помощью доломит-кальцитового термобарометра

(Таланцев, 1981). Химический состав сосуществующих кальцита и доломита из зоны лиственитов по пропилитизированным базальтовым порфирирам соответственно следующий (мас. %): CaO - 53,13 и 27,76; MgO - 0,68 и 8,87; FeO - 2,11 и 19,40; CO₂ - 43,78 и 43,41; сумма - 99,70 и 99,44. Кстати, величина давления, полученная на основе распределения железистости между сосуществующими кальцитом и доломитом, составила 0,6 кбар, то есть, согласно (Сазонов, 1984), Нияюское месторождение относится к разряду относительно малоглубинных объектов (формирование происходило на глубине не более 1,8-2,4 км от палеоповерхности).

Нияхойское рудопоявление представлено двумя участками (рис. 13): первый расположен на правом берегу руч. Хрустального, второй - в 2 км к западу, на левом берегу руч. Ния-Ю. Для Нияхойских рудопоявлений характерно развитие минерализации жильного и штокверкового типов в терригенных породах анганэпейской свиты (см. рис.13). На обоих из них закартированы околорудные метасоматиты двух формаций: пропилитовой и березит-лиственитовой (см. рис. 13, 14), т.е. эти рудопоявления являются аналогами Нияюского месторождения. С пропилитами сопряжены золотоносные пиритовые руды вкрапленного типа. Иногда отмечаются арсенипиритовые руды, связанные с Леквожским габбро-диабазовым комплексом. Золото в рудах низкопробное, ртутьсодержащее. Оруденение, сопряженное с березит-лиственитовой формацией, тесно пространственно и генетически связано с субщелочными магматитами рифтогенной трахибазальтовой формации. Перспективы по золоту у Нияхойского рудопоявления незначительные. На северном его участке с поверхности были выявлены две зоны минерализации с содержанием Au по наиболее сульфидизированным интервалам зон 11,4 и 40,6 г/т соответственно. Пройденной колонковой скважиной (см. рис.14, А, 1) получена отрицательная оценка по этому металлу.

На втором участке пройдены 4 колонковые скважины. Ими вскрыты две зоны развития минерализованных прожилков в углисто-графитистых сланцах. Последние в таких зонах осветлены. Углисто-графитистые сланцы образуют прослои среди порфиритов и туфосланцев. Опробование показало, что зональность второго участка низкая: максимальное содержание (1 г/т) установлено лишь в одном подсечении на мощность 0,3 м. Самородное золото Нияюского района, по данным В.В.Мурзина, отличается в целом низкой пробностью: средняя проба (по 23 анализам) 675 с вариациями от 542 до 836. Золото ртутистое (от 6,88 до 10,24 мас.% Hg). По (Вахрушев, Макаров, 1986), оно характерно только для второго этапа формирования золотоорудения района, сопряженного с метасоматической березит-лиственитовой формацией. В этап развития пропилитизации, согласно этому же источнику, золото входит в сульфиды в тонкодисперсной форме (в виде собственного минерала не фиксируется).

Формирование пропилитов, как отмечено выше, произошло в мезотермальных условиях. Что касается метасоматитов второго этапа, то они образовались в связи с зонами рассланцевания, в которых периодически происходило, как минимум, частичное раскрытие гидротермальной системы, выкипание CO₂ из флюида. С последним хорошо согласуется низкая пробность самородного золота и значительные ее вариации (см. выше). Вывод о малой глубине развития и источнике флюида второго этапа (Вахрушев, Макаров, 1986) на базе относительно высокого содержания ртути в самородном золоте представляется обоснованным. Более того, учитывая данные по Светлинскому, Гагарскому, Воронцовскому, Чудному и другим месторождениям золота Урала, связанным с коллизионными структурами, можно с уверенностью сказать, что этот параметр вообще является, скорее всего, типоморфной чертой золотого оруденения такого типа.

Таким образом, золотое оруденение Нияюского района является полигенным и полихронным. Оно сформировалось в условиях двух геодинамических обстановок:

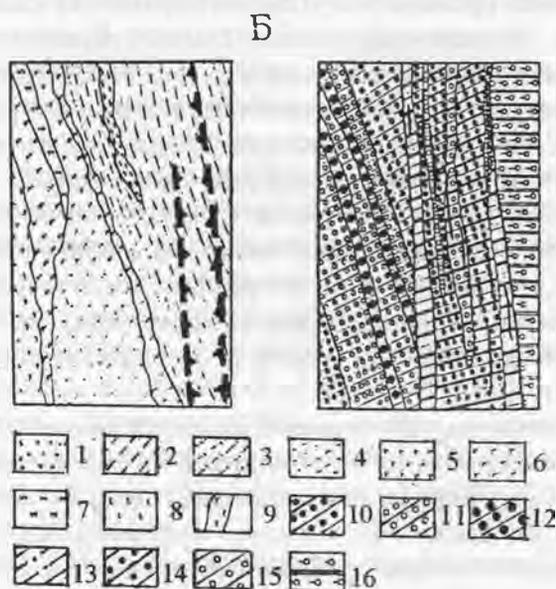
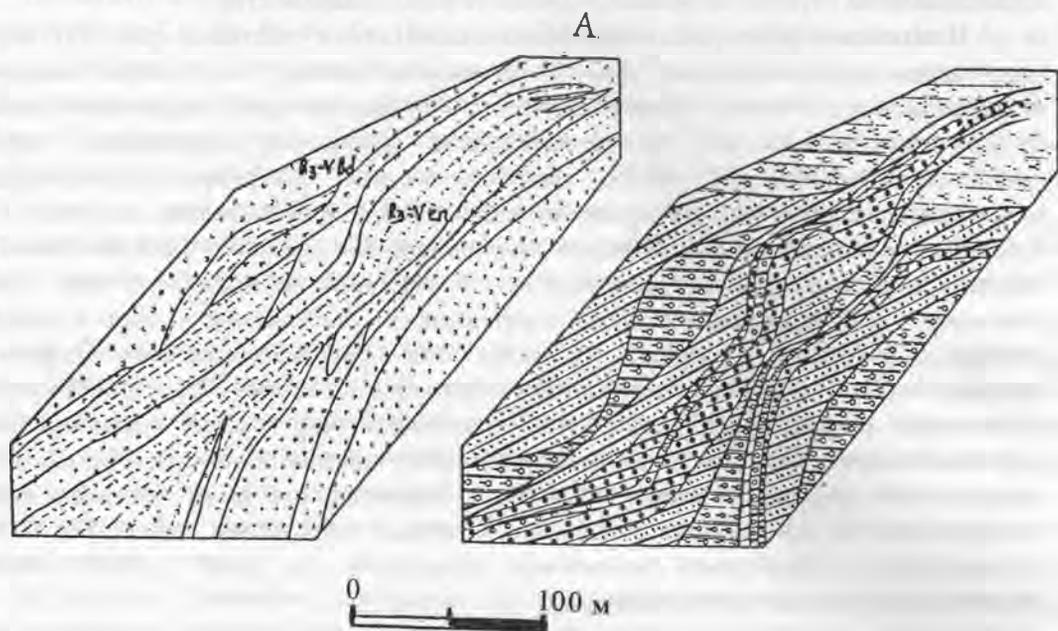


Рис. 13. Геологический (А и Б, слева) и метасоматический (А и Б, справа) планы Нияхойского рудопроявления (А – верхний, Б – нижний участки). По (Вахрушев, 1991): 1 – туфопесчаники; 2 – алевропесчаники; 3 – туфоалевролиты с прослоями алевросланцев; 4 – филлитовидные сланцы; 5 – миндалекаменные базальты; 6 – плагиоклазовые порфириты; 7 – андезито-дациты; 8 – диабазы; 9 – габбро-диабазы; 10-12 – внешняя, промежуточная и внутренняя зоны пропилитов; 13-15 – внешняя промежуточная и внутренняя зоны березитов; 16 – ореолы зеленосланцевого метаморфизма

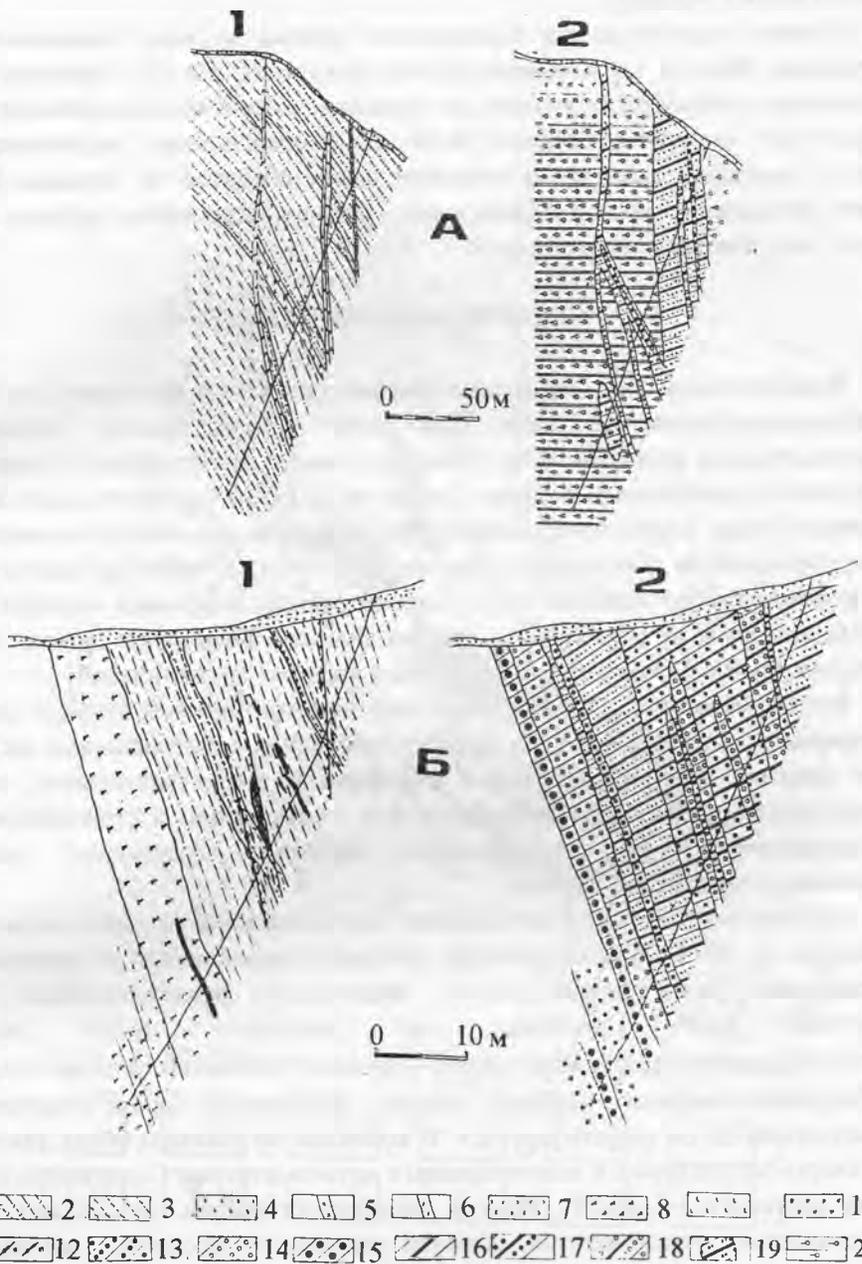


Рис.14. Геологические (1) и метасоматические (2) разрезы верхнего (А) и нижнего (Б) участков Нияхойского рудопроявления. По (Вахрушев,1991):

1 – алевropесчаники; 2 - туфоалевролиты с прослоями алевросланцев; 3 - филлитовые сланцы; 4 – трахидабазы; 5 - трахиандезитовые порфириды; 6 - габбро-диабазы; 7 – туфопесчаники; 8 - плагиоклазовые порфириды; 9 – базальты; 10 - миндалекаменные базальты; 11 - зоны дробления и истирания пород (1), повышенной трещиноватости (2); 12 - кварц-карбонатные (1), кварц-карбонат-баритовые (2) жилы; 13-15 - внешняя, промежуточная и внутренняя зоны пропилитов; 16-18 - внешняя, промежуточная и внутренняя зоны березитов; 19 - альбит-хлоритовые метасоматиты с сульфидной минерализацией; 20 - ореолы зеленосланцевого метаморфизма

рифтогенной (рифей) и коллизионной (C_1 ?). Раннее оруденение сопряжено с пропилитовой формацией околорудных метасоматитов, является типичным мезотермальным. Позднее оруденение сопутствует березитам-лиственнитам, кварц-серицитовым метасоматитам. Источник флюида и рудного вещества, сформировавшего это оруденение, глубинный. Рудоотложение же происходило в относительно малоглубинных условиях.

Оценка золотоносности Нияюсского района должна проводиться, исходя из следующего. Вряд ли здесь можно открыть крупные (более 10 т) золоторудные объекты. Скорее всего следует рассчитывать на группы мелких и средних объектов, удаленность которых друг от друга составит 30-50 км. В современных экологических условиях мысль о поисках, разведке и освоении таких объектов не реальна. Рассмотренное золотое оруденение россыпеобразующее. Оценка перспектив района на россыпное золото - это, пожалуй, реальное дело.

МЕСТОРОЖДЕНИЕ ДАЛЬНЕЕ (3)

В рифтогенной зоне Урала известны месторождения (Дальнее и др.) и проявления золотополиметаллического типа. Они тесно в пространстве связаны с телами субвулканических риолитов (O_2). Последние имеют простирание от меридионального до широтного, значительную длину (до 3-х км и более), мощность (до 0,3 км и больше) и залегают среди пород погурейской (преимущественно в серых глинистых сланцах, O_1), грубеинской (в филлитовых сланцах O_{1-2}) свит, а также на контакте пород этих свит с телом габбро-диабазов (O_2), широко распространенных в районе. По данным М.П.Мезенцева и др., риолиты и габбро-диабазы фиксируют срывы, образующиеся преимущественно в подвернутых восточных крыльях антиклиналей.

Рудные тела (рис. 15) локализируются в эндоконтактной зоне тел риолитов, чаще со стороны их висячего бока, на контакте последних с вмещающими их сланцами и в самих сланцах. Они представлены кварцевыми, кварц-баритовыми, иногда кварц-серицитовыми, кварц-альбит-серицитовыми, существенно хлоритовыми (сорудными) метасоматитами, минерализованными пиритом, сфалеритом, халькопиритом, теннантитом, галенитом, золотом.

Околорудные метасоматиты района месторождения сформировались в два этапа (Сазонов и др., 1977). На раннем этапе риолиты и вмещающие их породы подверглись относительно низкотемпературному кислотному выщелачиванию. Зональность продуктов этого процесса по риолитам имеет вид: риолит (биотит+калитшпат+плагноклаз+кварц)→серицит+калитшпат+альбит+кварц→серицит+альбит+кварц→серицит+карбонат→кварц. В исходной породе отмечается магнетит, при метасоматозе он пиритизируется. В колонках по сланцам обеих свит развиваются зоны кварц-серицитовых и монокварцевых метасоматитов. Содержание пирита в тех и других достигает 3-5 мас.%. Иногда он образует жилки (до 2-3 см), согласные со сланцеватостью метасоматитов. Химизм названного процесса изучен на примере колонок по риолитам. Для него характерно следующее: привнос Si, Ti, P, CO_2 , вынос Al, Ca, Na; восстановление Fe^{3+} ; привнос K до зоны кварц-серицитовых метасоматитов, перераспределение Mg - вынос в промежуточных зонах, накопление во внутренней.

На позднем этапе риолиты, вмещающие их породы и ранние метасоматиты по тем и другим подверглись щелочному метасоматозу (Сазонов и др., 1976): биотитизации (относительно высокотемпературный процесс) и хлоритизации (относительно низкотемпературный процесс). Биотитизация обычно развивается около кварцевых с биотитом жил. Нередко совместно с биотитом образуется доломит. Биотитизация какой-либо рудной минерализацией не сопровождается. Более того, пирит ранних метасоматитов при их биотитизации частично уничтожается, т.к. в щелочных условиях пирит не устойчив. Более поздняя и несколько более кислотная, по сравнению с

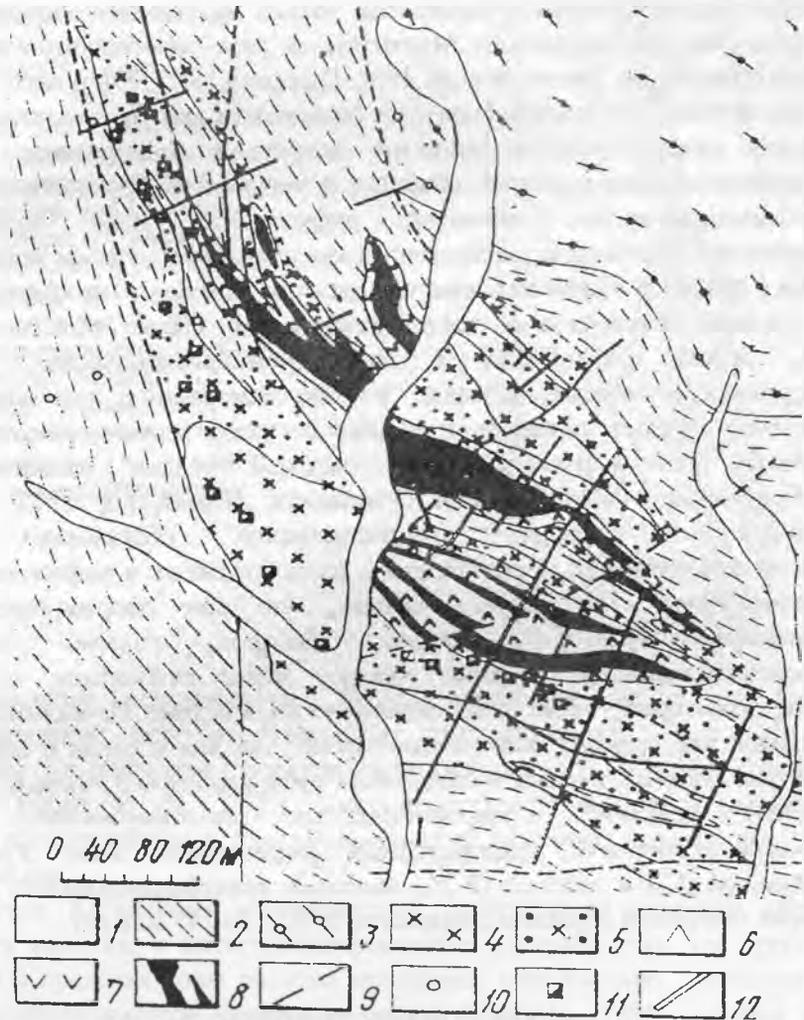


Рис. 15. Характер взаимоотношений золоторудных тел, метасоматитов березит-лимонитовой формации и субвулканических риолитов на Дальнем золотополиметаллическом месторождении (Приполярный Урал).

По (Сазонов, 1998):

1- рыхлые отложения (Q); 2,3 – глинистые сланцы верхней (2) и алевритистые средней (3) толщ (O); 4 - риолиты; 5,6 – березитизированные риолиты: калишпат-альбит-кварц-серицитового с карбонатом (5) и альбит-кварц-серицитового (6) состава; 7 - березитизированные сланцы; 8 - золоторудные тела; 9 - линии тектонических нарушений; 10 - скважины; 11 - шурфы; 12 - канавы

биотитизацией, хлоритизация (хлорит-маложелезистый клинохлор) развита локально около кварцевых жил и прожилков (иногда отмечаются "гнезда" вне связи с теми и другими). Этот хлорит сопровождается пиритом кубической формы, слабо золотоносным, теннантитом, сфалеритом, халькопиритом, галенитом, золотом и секущими сланцеватость ранними метасоматитами. При хлоритизации (на примере колонок по риолитам, см. Сазонов и др., 1977) происходит привнос Ti, Al, Fe, Mn, Mg, P, S, CO₂, вынос Ca, Na, K; восстановление части Fe³⁺. Золотополиметаллическое оруденение пространственно и во времени тесно связано с хлоритизацией. Учитывая, что аналогичные соотношения свойственны месторождениям Муртыкты (особенно отчетливо проявлено) и Березогорское, ее (хлоритизацию) можно рекомендовать при поисках как важный поисковый критерий оруденения этого типа. Важно подчеркнуть, что хлоритизация интенсивно проявлена только на верхних горизонтах (отчетливо установлено на месторождении Муртыкты и ряде золоторудных объектов Алтае-Саянской области, см. Иванкин и др., 1961; Щербань, 1975; Рундквист, Неженский, 1975 и др.) и с глубиной постепенно сменяется серицитизацией. Устанавливается отчетливая корреляция между степенью развития хлорита в околорудных метасоматитах характеризуемых золоторудных объектов и уровнем их эрозионного среза. На всех золотополиметаллических объектах рифтогенной зоны Урала проявлена горизонтальная зональность, свойственная как отдельным рудным телам, так и рудным объектам в целом. В общем виде она заключается в смене от периферии рудного тела к центру рудных минералов в последовательности: пирит, сфалерит, халькопирит, галенит. Золото фиксируется в виде субмикроскопических образований в перечисленных сульфидах, а также в виде самородных выделений (до 2 мм), развившихся позднее галенита и наиболее тесно с ним связанных. Подобная зональность свойственна продуктам поздней стадии развития колчеданно-полиметаллических месторождений (Рундквист, Неженский, 1975). В заключение остановимся на оценке геодинамической обстановки формирования золотополиметаллических месторождений, расположенных в рифтогенной зоне Урала. Из рассмотренных материалов очевидно, что они сформировались в период возникновения Уральского океана. Видимо, разлом, контролирующий золотополиметаллические объекты, являлся менее глубинным, по сравнению с расколом, по которому происходил океанический спрединг. По-видимому, этот разлом не вскрывал, как правило, мантийных глубин, так как в связи с ним ультрабазиты отсутствуют. Наличие кислых субщелочных субвулканитов в связи с таким разломом обусловлено влиянием континентальных (платформенных) образований. Золотополиметаллические месторождения рифтогенной зоны Урала в период общеуральской (С₁) и поздней (Р₁, Р₃) коллизии трансформировались с образованием нескольких генераций серицита с возрастом от 350 до 245 млн лет.

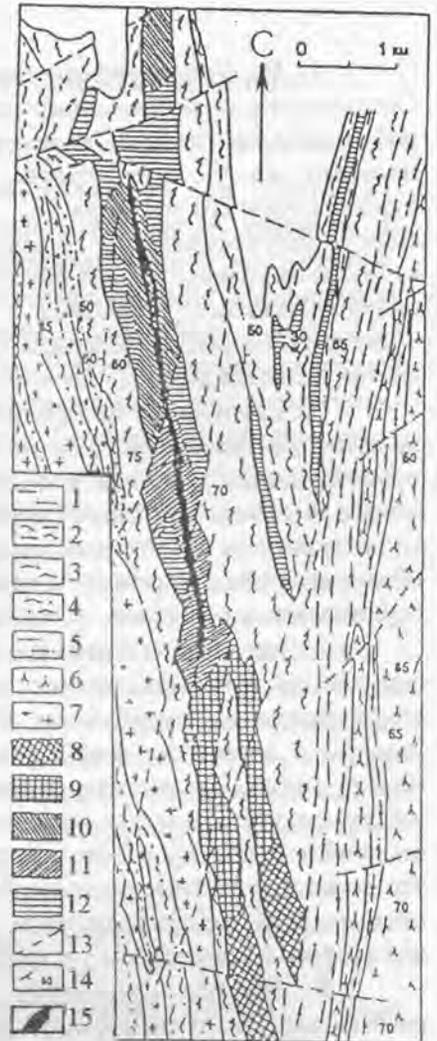
КАГАНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ (27)

На западном склоне Южного Урала, в пределах рифтогенной зоны, известны несколько небольших (длина выхода на поверхность 5-15 км, ширина 1,5-3,0 км) массивов серпентинизированных (антигоритизированных) альпинотипных ультрабазитов (рис. 16), возраст которых 500-700 млн лет (Варлаков, 1995). Наиболее типичным и интересным, с точки зрения решаемой нами проблемы, является Каганский массив. В последнем расположено одноименное месторождение, локализующееся в антигоритовых серпентинитах (см. рис. 16). Длина массива достигает 12 км при ширине 2-3 км. Он претерпел двухфазный метаморфизм: в ранний (500-700 млн лет) ультрабазиты были серпентинизированы (наиболее широко и интенсивно проявилась антигоритизация), в поздний (435-465 млн лет)

Рис. 16. Геолого-тектоническое строение района Каганского золоторудного месторождения (Южный Урал).

По (Варлаков, 1995):

- 1 - кварциты игишанской свиты; 2 - плагиоклазовые сланцы и кварциты сайтовской свиты; 3 - плагиоклазовые сланцы и амфиболиты той же свиты; 4 - плагиоклазовые сланцы с прослоями кварцитов (аракульская свита); 5 - гнейсы с прослоями амфиболитов, вишневогорская свита; 6 - сиениты и миаскиты; 7 - граниты; 8 - тальк-оливиновые породы; 9 - оливин-антигоритовые породы; 10 - антигоритовые серпентиниты; 11 - то же, но с реликтами оливина; 12 - тальк-карбонатные породы; 13 - разломы; 14 - слоистость и гнейсоватость пород; 15 - зона развития золотомагнетитовых прожилков



серпентинизированные ультрабазиты были трансформированы в тальк- и антофиллитсодержащие породы. Названная серпентинизация была обусловлена воздействием на ультрабазиты метеорно-метаморфогенного флюида (Покровский, Чашухин, 1982; Буров и др., 1975). Указанные продукты трансформации были дополнительно преобразованы в термодинамических условиях, отвечающих процессу плагиогранитизации.

Рудные тела Каганского месторождения расположены главным образом в восточной части массива, в антигоритизированных ультрабазитах, где дробление и рассланцевание в пределах зоны разлома проявлены максимально. Антигоритизация ультрабазитов сопровождается привнесом золота (Сазонов, 1984), которое в зонах максимальной трансформации этих образований (контролируется развитием интенсивного дробления и образования магнетит-антигоритового парагенезиса) расходуется на образование преимущественно самородного золота, ассоциирующего с магнетитом в прожилках. Промышленно интересная золотая минерализация фиксируется только в тех участках развития антигоритовых серпентинитов, где проявлены интенсивно дробление, развальцевание и рассланцевание пород. Установлены рассеянный и шлировой типы локализации золотого оруденения. Прослеженная длина минерализованной зоны на Каганском месторождении около 2 км. Содержание золота в ней колеблется в пределах от 0,2 до 1,2 г/т (В.Я.Левин и др., 1995). Руда, кроме магнетита и самородного золота (содержит, по данным В.В.Мурзина, до 31,03 мас.% Си и до 1,27 мас.% ртути), включает халькопирит (преобладающий минерал), борнит, пентландит, пирротин.

Выводы

1. На Урале рифтогенная обстановка была слабо продуктивной по золоту. Сколько-нибудь значительные золоторудные объекты в этой протяженной (более 1000 км) и мощной (десятки километров) тектонической структуре не выявлены. И это, несмотря на то, что золотое оруденение, весьма разнообразное по источнику рудообразующего флюида (мантийный, коровый, смешанный), золотопродуктивным комплексам (метаморфогенные, магматогенные субвулканического и среднеглубинного уровней становления), уровню развития гидротермального процесса: мезоабиссальный в условиях закрытой и приповерхностный в условиях открытой, или периодически открывающейся систем является здесь достаточно распространенным.

Золоторудная минерализация объектов рифтогенной зоны полигенная и полихронная. Ранняя ее часть сформировалась в рифее и сопряжена с пропилитами, промежуточная возникла в ордовике, связана с березитами и кварц-серицитовыми метасоматитами, а поздняя (наиболее продуктивная) - развилась в палеозое в связи с коллизионными процессами (скорее всего, в C_1) и сопровождается околорудными метасоматитами, промежуточными между березитами-лиственитами и кварц-серицитовыми породами.

2. Значительный интерес в генетическом, металлогеническом и практическом аспектах представляет золотое оруденение, установленное в антигоритизированных альпинотипных ультрабазитах (R_2) в виде магнетитовых прожилков с самородным золотом и рядом сульфидов (халькопирит, прежде всего). Подобные ультрабазиты имеют глобальное распространение. Учитывая это, на базе данных, полученных по золотопродуктивным антигоритовым серпентинитам рифтогенной зоны Урала, можно выдвигать проблему о золотоносности указанных образований вообще. Заметим, что это золотооруденение россыпеобразующего типа. Подчеркнем также, что позднее, в океанической геодинамической обстановке, оно повторилось вновь в связи с аналогичным комплексом ультрабазитов.

3. Золотое оруденение рифтогенной обстановки оказалось «равномерно рассеянным» в трансформированных образованиях метаморфического и вулканоплутонического комплексов. Отсутствие мощных активаторов (магматических и метаморфических на уровне амфиболитовой фации процессов) не могло обусловить экстракцию золота из вмещающих пород с концентрацией его в тектонически ослабленных зонах. Этот процесс развит, но степень проявления его мала, во всяком случае, недостаточна для того, чтобы сконцентрировать золото до крупномасштабных, промышленно интересных скоплений.

4. Наибольшие перспективы золотоносности в рифтогенной зоне Урала, очевидно, должны связываться с площадями (с крупными дизъюнктивными нарушениями), в которых известно полигенное и полихронное золотооруденение. Ранняя (слабая по интенсивности проявления) золотая минерализация связана с рифейскими метаморфическими и вулканоплутоническими комплексами. Более поздняя и интенсивная золотая минерализация сформировалась в палеозойское время (C_1 , P) в связи с коллизионными процессами. Она нередко накладывается на более раннюю минерализацию, обуславливая образование интегральных руд и рудных тел. Несомненно, что последние составляют основу перспектив коренной золотоносности западного склона Урала. В эту основу, по-видимому, следует включить и россыпи, которые изучены слабо.

ЗОЛОТООРУДЕНЕНИЕ ОБСТАНОВКИ ОКЕАНИЧЕСКОГО СПРЕДИНГА

Главными образованиями - производными этой обстановки (см. главу 2) - являются ультрабазиты дунит-гарцбургитовой формации и толеитовые базальты. С первыми из них сколько-нибудь значительные концентрации золота не известны. Отметим, что самородное золото зафиксировано в самородках платины и хромитовых рудах и что в зонах разломов, развитых в альпинотипных серпентинитах, отмечается ассоциация антигорита с магнетитом и иногда с золотом. В связи с антигоритизацией ультрабазитов в узких тектонически ослабленных зонах происходит хлограпитизация (родингитизация) указанных ультрабазитов. Этот процесс сопровождается концентрацией (иногда до промышленных масштабов) золота. В качестве мирового объекта-эталона такого золотооруденения ниже рассмотрим месторождение Золотая гора.

В связи с океаническими толеитовыми базальтами образовались субмаринные медноколчеданные месторождения домбаровского (кипрского) типа. Сейчас накоплены значительные данные, свидетельствующие, что сульфидные руды кипрского типа - аналоги современных разнообразных сульфидных образований дна океана. На Урале среди объектов домбаровского типа можно назвать Маукское и Летнее месторождения. Они отличаются относительно низким уровнем золотоносности. Находки среди кипрских офиолитов золотой минерализации гидротермально-метасоматического и жильного типов (устное сообщение Э.Н.Баранова) обнадеживают, ставят остро проблему породившего их источника и поисковых критериев.

МЕСТОРОЖДЕНИЕ ЗОЛОТАЯ ГОРА (28)

В серпентинизированных альпинотипных ультрабазитах Южного Урала известна специфическая золотая минерализация. Она развита на месторождении Золотая гора в зоне хлограпитов (родингитов), антигорит-хлоритовых метасоматитов, а также в диопсидовых прожилках, секущих хлограпиты. Заметим сразу, что у указанного месторождения имеется практически полный аналог, расположенный в Агардагском массиве (Тува, Алтай-Саянская область).

О терминах "хлограпит" и "родингит". Первый из них введен в литературу Н.Д.Соболевым в 1952 г., а второй - К.Маршаллом в 1911 г. Хлограпиты, по Н.Д.Соболеву, - метасоматиты хлорит-гранат-пироксенового состава, имеющие главным образом апосерпентинитовую природу. В (Сазонов и др., 1996) показано, что они являются одним из продуктов разгрузки антигоритизирующих растворов в зонах разломов, куда сбрасываются Са, Al (Coleman, 1963) и, по нашим данным, Au. Именно в приведенном понимании мы используем этот термин в настоящей работе. Родингиты же, имея близкий с хлограпитом минеральный состав, образуются преимущественно по средне-основным интрузивным породам, главным образом дайковым. Родингитизирующие растворы связаны с интрузиями кислого или средне-основного состава. Хлограпиты, тем более продуктивные по золоту, распространены незначительно в пределах массивов серпентинизированных альпинотипных ультрабазитов. В частности, в Уральском регионе они известны нам лишь в Карабашском массиве серпентинизированных гарцбургитов и пироксенитов (в пределах месторождения Золотая гора). За пределами Урала золотоносные хлограпиты установлены, на что уже указывалось выше, только в Алтай-Саянской области (Тува, Агардагский массив). Родингиты же распространены широко. На Урале они известны в следующих массивах ультрабазитов: Рай-Изском, Мойвинском, Алапаевском,

Пышминско-Березовском, Баженовском, Таловском, Карабашском, Киембаевском, Нуралинском, Байгускараровском, Присакмарском и др. В других регионах эти образования известны в пределах Анадырско-Каряжской складчатой системы (Горелова, 1981), в целом ряде районов Восточного Казахстана (Москалева и др., 1971), на Кавказе (Соболев, 1952, 1959), Западной Норвегии (Reidar, 1985), Японии (Hirofumi, 1985), Монголии (Агафонов, Пинус, 1985), Турции (Sar H. et al., 1980), Карпатах (Hirber, 1981), в пределах золотоносного пояса западного побережья США (Boyle, 1979), в Новой Зеландии (Gupia, 1986). В соответствии с проблемой, решаемой в данной монографии, ниже рассматривается золотооруденение в связи с хлограпитами. Причем, подчеркнем, что изучение и характеристика результатов осуществлены на примере месторождения Золотая гора, принятом нами по причинам, указанным выше, в качестве объекта-эталопа.

Месторождение Золотая гора расположено на восточной стороне г. Карабаш (Южный Урал). Оно локализуется в Магнитогорской мегазоне, точнее, в ее северной, наименее узкой (около 7 км) части (рис. 17).

Месторождение Золотая гора локализуется в зоне Главного Уральского коллизионного шва, имеющего сбросово-сдвиговую природу. Это хорошо показано в (Берзон, 1983). По разлому приведены в соприкосновение породы, сильно отличающиеся возрастом - например, ильменогорско-сысертский метаморфический комплекс рифея и породы карабашской зеленокаменной толщи силура.

Месторождение приурочено к Карабашскому массиву серпентинизированных альпинотипных ультрабазитов (О), среди которых существенно преобладают гарцбургиты. По данным Э.М. Спиридонова и др. (1997), у подножия г. Карабаш обнажены дуниты. По этим же данным самая верхняя часть массива сложена лерцолитами.

Гарцбургиты рассечены субмеридиональными крутопадающими дайками клинопироксенитов и габбро-клинопироксенитов, мощность которых варьирует от первых метров до 10. В восточной и центральной частях массива зафиксированы дайки высокотитанистых габброидов. По данным Э.М. Спиридонова и др. (1997), они сформировались до развития процесса серпентинизации ультрабазитов и превращены повсеместно (?) в хлограпиты.

В северо-западной части Карабашского массива описаны малые интрузии и дайки кварцевых габброидов, трондьемитов. Предполагается, что они (Спиридонов и др., 1997) принадлежат габбро-плаггиогранитной формации.

Ультрабазиты рассматриваемого массива повсеместно серпентинизированы. Установлены продукты ранней (в южной части массива - лизардитовой, в его северной части - существенно антигоритовой) и поздней (антигоритовой со значительным развитием магнетита) серпентинизации. По Э.М. Спиридонову и др. (1997), с ранней серпентинизацией сопряжено образование ранних темноокрашенных родингитов, а с поздней - замещение ранних родингитов поздними их разновидностями, окрашенными в светлые тона.

На месторождении известно несколько тел кварцевых диоритов, плаггиогранитов, микропорфиров, кварцевых диорит-порфиров и плаггиогранит-порфиров. Эти образования метаморфизации не подверглись (Спиридонов и др., 1987). Они рассекают метапорфириты регионального распространения, метаморфизуют серпентиниты и метагаббро. Контактный метаморфизм проявился в образовании в массивных антигоритовых серпентинитах игольчатого антофиллита, актинолита, а в метагаббро и метапорфиритах - актинолита или антофиллита.

Продукты гранодиоритовой формации широко развиты на площади от г. Карабаш до г. Миасс. С ней связано формирование целого ряда золоторудных месторождений, включая такие, как Наилинское, Тылгинское, Кашеев шток.

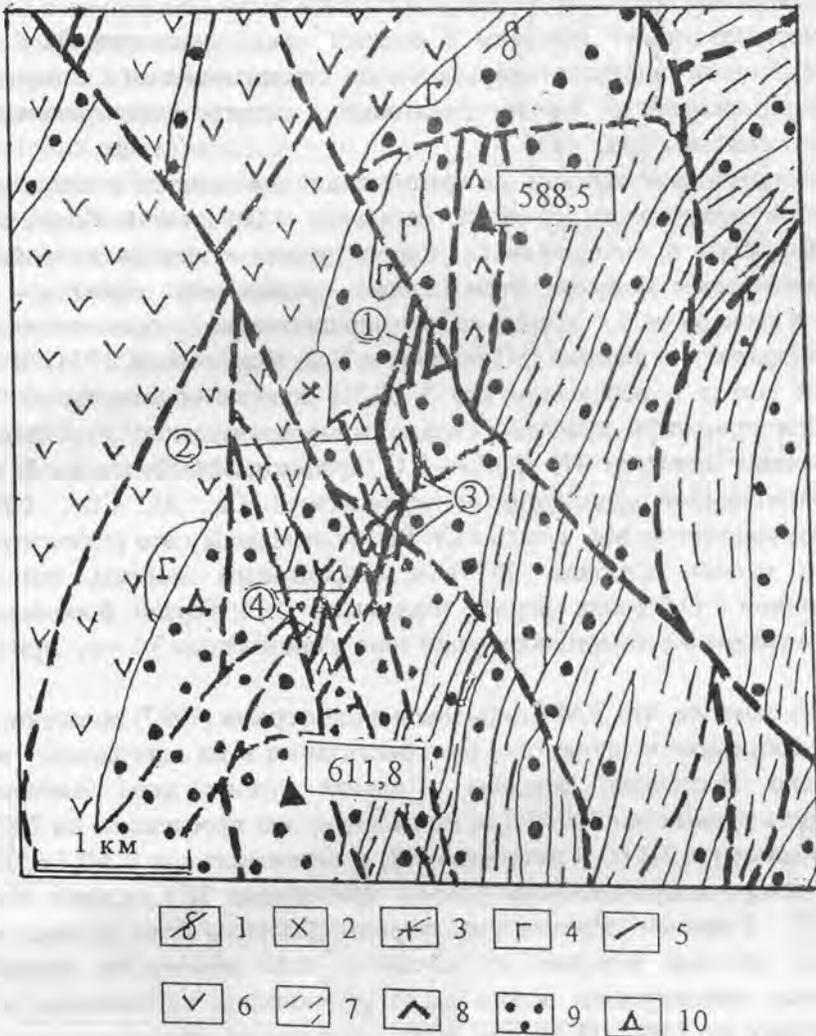


Рис.17. Схематическая геологическая карта района месторождения Золотая гора.

Компиляция по (Спиридонов и др., 1997, с.76):

1 – дайки кварцевых диоритов и габбро-диорит-порфиритов, микродиориты; 2 – кварцевые диориты; 3 – трондьемиты, трондьемит-порфиры; 4 – кварцевые габбро-диориты ($D_{2,3}$); 5 – дайки габбро-долеритов, габбро-пироксенитов ($D_{2,3}$) (по Э.М.Спиридонову и др., превращены в родингиты); 6 – нерасчлененные колчеданосные и карбонатные толщи (D_2); 7 – аспидная формация (S_2); 8-10 – ультрабазиты серовско-маукского комплекса (O_1): лерцолиты (8), гарцбургиты (9), дуниты (10); цифры в кружках – рудные зоны: 1 – северная, 2 – западная, 3 – восточная, 4 – южная

Алтынташ и др. Все они отчетливо сопряжены с березит-лиственитовой формацией (Сазонов, Берзон, 1992).

Продукты последней развиты по серпентинитам, метагаббро и метапироксенитам, а также по родингитам (данные Э.М.Спиридонова и др., 1997) и другим породам. А в пределах Карабашского массива серпентиниты лиственитизированы преимущественно в восточной части центрального блока.

На месторождении известны 6 рудных зон, представленных зональными, минерализованными хлограпитизированными серпентинитами, которые включают следующие разновидности: хлорит-гранатовые, хлорит-эпидот-гранатовые, хлорит-гранат-пироксенитовые (рис. 18).

Метасоматическая колонка хлограпитизации начинается с хлоритизированных серпентинитов (хлорита до 55 мас.%, остальное - серпентин). Кроме того, хлорит образует прожилки в серпентинитах. Серпентиниты к центру колонки сменяются хлорит-пироксеновым метасоматитом (хлорит - клинохлор, пироксен - диопсид), а последний, в свою очередь, - хлорит-гранат-пироксеновым (хлорит и пироксен - те же, а гранат - андрадит, по данным Р.О.Берзона и И.Ф. Фадеичевой, 1974). В хлограпитах практически всегда в небольшом (до 5 об.%) количестве отмечается карбонат - кальцит. При просмотре шлифов складывается впечатление, что гранат большей частью замещает пироксен. Из данных Р.О.Берзона и И.Ф.Фадеичевой, следует, что при хлограпитизации серпентинитов привносятся Са, Al, CO₂, Ti, выносятся значительное количество Mg, а также Sr. Все рудные зоны - это родингитизированные породы, по нашим (Сазонов, 1975) и современным данным, совпадающим с представлениями Р.О.Берзона (Берзон, Фадеичева, 1974; Берзон, Бородаевский, 1984). Все они размещены в субмеридиональной зоне длиной около 3,5 км, при ширине 0,1-0,3 км.

Кстати, заметим, что Э.М.Спиридонов с соавторами (1997) полагают, что золотое оруденение сопряжено с процессом лиственитизации, и на хлограпиты и карбонаты оно наложено. Восточная, западная и южная рудные зоны эксплуатировались. Протяженность рудных тел 300-700 м, по падению они прослежены на 200 м. Средняя мощность рудных тел 2-3 м, в раздувах - 7-8, в пережимах - до 0,3-0,1 м. Простираение рудных зон северо-северо-восточное (азимут простираения 30°), падение восточное под углом 60-75°. Главным образом со стороны лежачего бока рудные зоны имеют ответвления, удаление которых от основного тела обычно не превышает 2 м. Максимальные концентрации золота были установлены на западном и восточном участках рудных тел (рис. 19). В этом месте расположено пересечение серии разломов широтного и северо-западного простираения.

Сложный характер рудных тел, выделенных по результатам опробования на золото, иллюстрирует рис. 19, а. Содержание золота в рудных телах варьирует от долей до сотен граммов на 1 т, среднее же содержание составляет 5-6 г/т. Распределение золота в рудных телах неравномерное, столбовое. Столбы в проекции на вертикальную плоскость имеют крутое погружение на север. Отмечается шаг развития столбов, равный примерно 2/3 их "мощности", который определяется главным образом секущими субширотными, реже меридиональными разломами. На рис. 19, б приведен пример расположения рудных столбов в западной рудной зоне. Золото на месторождении представлено самородной формой. В хлограпитах оно ассоциирует с диопсидом (в особенности с прожилковым), хлоритом (золотины часто видимы глазом, их количество достигают 10-15 шт./дм³), карбонатом (относительно редко), иногда с самородной медью, ковеллином, халькозином, магнетитом, пиритом. Целый ряд тонкостей состава руд описан в монографии, посвященной Золотой горе (Спиридонов и др., 1997), к которой мы адресуем интересующихся подробностями и особенностями состава руд. По данным В.В. Мурзина, М.И.Новгородцевой и др. (Мурзин, 1997),

Рис. 18. Метасоматическая зональность, возникшая при хлограпитизации апогарцбургитовых серпентинитов месторождения Золотая гора.

По (Берзон, Фадеичева, 1974):

- 1 - антигоритовый серпентинит;
- 2 - то же, слабо измененный;
- 3-6 - метасоматиты: пироксен-хлоритовый (3), пироксен-гранатовый (4), хлорит-гранат-пироксеновый (5), монохлоритовый (6);
- 7 - диопсидовый прожилок

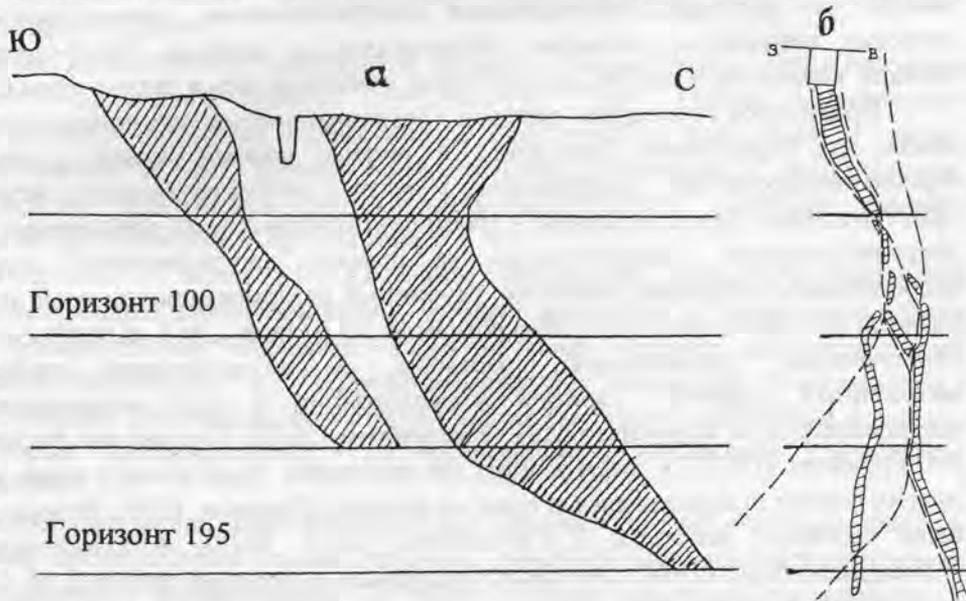
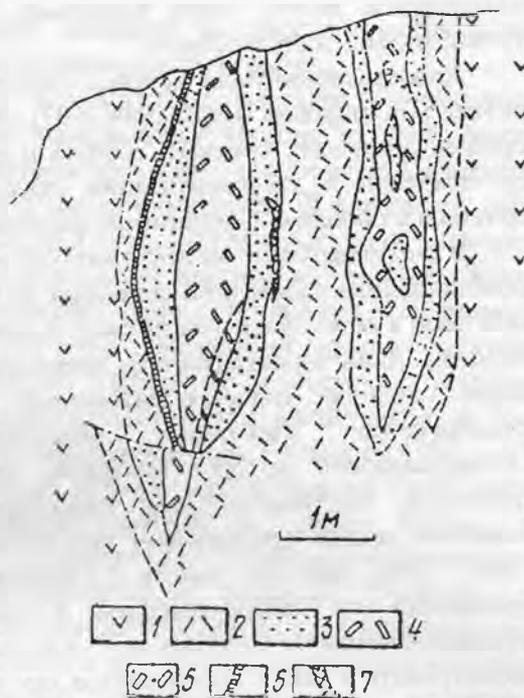


Рис. 19. Размещение рудных столбов в проекции на вертикальную плоскость Западной рудной зоны (а) и характер сочленения Западной и Восточной рудных зон (б). По (Берзон, Бородаевский, 1984)

золотогорское золото имеет типичный “ультрабазитовый” состав - обогащенное ртутью, медью, низкопробное.

Апосерпентинитовая природа хлограпитов в последнее время была подвергнута критике (Спиридонов и др., 1994; 1997). Анализ представлений об их образовании по породам основного, среднего состава и о связи золотоносного флюида с процессом березитизации и лиственитизации, обусловленным диоритами, побудил нас вновь вернуться к проблеме хлограпитов, включая и их золотоносность.

В антигоритовых серпентинитах отмечено до 0,7-0,8 мас.% метаморфизованного хромшпинелида. Последний связывает до 0,3 мас.% Cr_2O_3 породы, остальная часть его заключена в антигорите и магнетите. Хромшпинелид при хлограпитизации замещается хлоритом. Лишь изредка реликты хромшпинелида наблюдаются в хлограпитах. Это, по нашему мнению, является важнейшим фактом для понимания природы этих метасоматитов. Некоторые исследователи (А.П.Переляев, Е.А.Кузнецов, Н.И.Бородаевский и др.) полагали, что золотогорские хлограпиты - продукт термальной переработки даек пироксенитов, габбро-диабазов или лампрофиров. Указанные данные о реликтовом хромшпинелиде в хлограпитах и высокое содержание в них Cr_2O_3 (до 0,25 мас.% - Сазонов, 1978) сразу исключает возможность их образования по габбро-диабазам и лампрофирам. Отмеченное выше строение метасоматической зональности хлограпитизированных пород не позволяет рассматривать и дайки пироксенитов как исходный материал хлограпитов. К тому же, если бы хлограпиты были апопироксенитовыми, то: 1) при детальном исследовании метасоматитов были бы обнаружены (на выклинках по простиранию, восстанию рудных тел и т.д.) реликты исходных пород; 2) метасоматическая зональность чаще была бы асимметричной, так как наиболее благоприятными для проникновения гидротермального раствора являются контакты (предпочтительно один из них) даек. Изложенное позволило нам присоединиться к точке зрения М.П.Ложечкина, Р.О.Берзона и И.Ф.Фадеевой (1974) об апосерпентинитовой природе золотогорских хлограпитов. Высокое (около 1 мас.%) содержание TiO_2 в хлограпитах наводит на мысль, что растворы, обусловившие хлограпитизацию серпентинитов, на более глубоких горизонтах, очевидно, соприкасались с дайками базит-ультрабазитового состава, нередкими в районе Золотой горы, и обогащались в связи с этим Са, Ti и Al.

Правильное понимание генезиса хлограпитов носит принципиальный характер, важно для определения стратегии и тактики поисков золота в альпинотипных серпентинизированных ультрабазитах в связи с рассматриваемыми метасоматитами. Действительно, если хлограпиты - апосерпентинитовые и их образование обусловлено догранитоидными гидротермами, то поиски “хлограпитового” золота следует сосредоточить в пределах развития глубинных разломов, причем в тех их частях, где развиты альпинотипные ультрабазиты. Если же полагать, что за золото в хлограпитах ответственны “гранитоидные” растворы, то автоматически следует принять наложенный характер золотой минерализации в этих метасоматитах. Первое направление было выдвинуто М.П.Ложечкиным (1937). Позднее оно было поддержано Р.О.Берзоном (1983), а затем к нему на основании приведенных выше и некоторых других фактов присоединился и один из авторов (Сазонов, 1978). Второе направление было заложено работами Е.А.Кузнецова (1927, 1928), А.П.Переляева (1948) и Н.И.Бородаевского (1948). Оно было поддержано в недавней работе Э.М. Спиридонова с соавторами (1994).

Выше отмечалось, что в хлограпитах и в рассекающих их прожилках диопсида развито медистое и ртутистое самородное золото, сформировавшееся, по данным В.В.Мурзина, при $T=420-390\text{ }^\circ\text{C}$ (см. З о л о т о..., 1993). Учитывая, что хлограпиты (минеральный парагенезис гранат+диопсид) сформировались при $T=370-450\text{ }^\circ\text{C}$ и $P=2-4\text{ кбар}$ (Плюснина и др., 1991), мы считаем, что указанные метасоматиты и

локализуемое в них золотое оруденение являются не просто пространственно совмещенными образованиями, но и генетическими родственниками.

Э.М.Спиридоновым и др.(1994) на Золотой горе выделена относительно низкотемпературная (240-150 °С) рудная минеральная ассоциация, включающая халькозин, медистое золото, ртутистый электрум, кюстелит, самородную (золотистую) медь и др. Эта ассоциация ими связана с лиственитизацией. В указанной работе приведен состав ее продуктов - хлорит, тальк, карбонат, иногда кварц, рутил, прожилки карбоната с кварцем и хлоритом. В связи с последним заметим, что в районе Золотой горы действительно имеются апосерпентинитовые листвениты, включающие типоморфный минеральный парагенезис для этих образований: кварц + магнезит-брейнерит (иногда и доломит) + фуксит. Набор же минералов, указанный Э.М.Спиридоновым и др для лиственитизированных пород, свойственен не им, а метасоматитам тальк(хлорит)-карбонатной формации (см. Сазонов,1984, с.22). Добавим, что на северном фланге Березовского рудного поля (Средний Урал) широко развиты лиственитизированные серпентиниты, диабазы и габбро. Однако там указанные Э.М.Спиридоновым и др. (1994) для “лиственитизированных” серпентинитов минеральные парагенезисы развития не получили. Очевидно, что сильная восстановленность флюида, послужившего основой для кристаллизации самородной меди, медистого и ртутистого золота и др., обуславливается его мантийной природой (видимо, с примесью океанской воды); “лиственитизирующие” же растворы коровые, относительно обогащенные серой (Сазонов и др., 1997), что приводит к связыванию металлов (Fe, Pb, Zn, Au, Ag и др.) в виде сульфидов.

На основе приведенных данных мы склонны рассматривать хлограпитизацию как побочный процесс антигоритовой серпентинизации, как в свое время предложил Р.Г.Колман. Так как хлограпитизация в массивах альпинотипных ультрабазитов отчетливо контролируется глубинными разломами, то есть основания полагать поступление по ним мантийных флюидов. Видимо, участием их в растворе, вызвавшем хлограпитизацию антигоритовых серпентинитов, можно объяснить появление ртутистого золота.

Аналогом золотогорских хлограпитов являются хлорит-гранат-пироксенитовые метасоматиты Агардагского массива ультрабазитов (Тува). Однако в последнем значительно развиты и другие метасоматиты (листвениты, тальковые и тальк-карбонатные породы и др.), формирование которых сопряжено с гидротермами, отделившимися от гранитоидов. Поэтому здесь геологическая ситуация намного сложнее, чем на месторождении Золотая гора.

Таким образом, мы вслед за Р.Г.Колманом считаем, что хлограпиты - побочный продукт антигоритовой серпентинизации, который приводил к накоплению золота (возникал “промежуточный коллектор” этого металла). Процесс хлограпитизации провоцировался понижением Т и Р “серпентинизирующих” растворов. Он развивался в связи с глубинными разломами, по которым могли поступать мантийные флюиды, “следы” которых прослеживаются по наличию в золотогорских хлограпитах ртутистого золота.

Рассмотренные данные дают основание для вывода о том, что геохимия золота в хлограпитовом процессе очень близка к таковой, изученной многими исследователями для зеленосланцевого метаморфизма. В обоих случаях процессы развиваются с концентрацией золота. Последняя до промышленного уровня доходит лишь в случае приуроченности процессов к зонам разломов. Рассредоточенность процессов по площади к формированию промышленных залежей не приводит.

Приведенные материалы могут быть положены в основу стратегии и тактики поисков золота “хлограпитового” типа. Первая должна определяться наличием глубинных разломов, контролирующих тела антигоритизированных альпинотипных ультрабазитов, а вторая - присутствием в последних тел хлограпитов. Причем

рассматриваемый тип золотого оруденения не имеет связи с гранитоидами. Процессы гидротермального метаморфизма, связанные с гранитоидами, могут накладываться на хлограпитизированные породы.

Золотоносность антигоритовых серпентинитов, возникших при глубокой трансформации рифтогенных альпинотипных массивов ультрабазитов, рассмотрена выше на примере Каганского месторождения. Здесь сразу отметим, что в связи с аналогичными серпентинитами, но возникшими в альпинотипных океанических ультрабазитах, золотое оруденение также проявлено, и, по свидетельству В.В.Мурзина (1997), оно с перерывами прослеживается на всем протяжении Серовско-Маукского разлома. Наиболее изученным объектом-эталоном в этой части региона является Павловское проявление, которое мы рассмотрим ниже.

Золотопродуктивные антигоритовые серпентиниты по альпинотипным океаническим ультрабазитам прослеживаются и южнее – в зоне Главного Уральского коллизионного шва. Типовым объектом с оруденением этого типа здесь является Кировское месторождение, с типоморфными чертами которого, а также некоторых других проявлений можно ознакомиться в настоящем разделе главы.

В Миасском рудном районе золотооруденение известно не только в связи с антигоритовыми серпентинитами, но также с талькитами, хлоритолитами и тальк-хлоритовыми метасоматитами (Бородаевский, 1948). Золото во всех перечисленных образованиях самородное, ртуть- и медьсодержащее. То есть в данном случае ситуация оказывается практически полностью аналогичной рассмотренной при характеристике месторождений Каганского и Золотая гора. Причем важно подчеркнуть, что оруденение в серпентинитах формировалось в сильно восстановительной среде при повышенной (430-550 °С) температуре, а в других метасоматических образованиях (см. выше) – в кислой среде при пониженной (< 400 °С) температуре, обусловленной действием флюида, связанного с гранитоидами.

ПАВЛОВСКОЕ ПРОЯВЛЕНИЕ

Расположено в пределах Верх-Нейвинского массива альпинотипных ультрабазитов (рис. 20). Последний локализуется на стыке Тагильской и Восточно-Уральской мегазон, которой по сути является разломом, называемым Серовско-Маукским. К западу от массива развиты породы риолит-базальтовой (S_1), базальт-трахитовой (S_2-D_1), флишоидной андезит-базальтовой ($D_{1,2}$) и карбонатной ($D_{1,2}$) формаций. В восточном экзоконтакте распространены осадочно-вулканогенные образования, принадлежащие базальт-андезит-дацитовой (S_2-D_1), флишоидной базальт-андезит-базальтовой (D_2) и карбонатной (D_2) формациям. Породы последних отчленяют в виде узкой полосы рассматриваемый массив от Верх-Исетского массива гранитоидов тоналит-гранодиоритовой формации.

Верх-Нейвинский массив протягивается в субмеридиональном направлении на 15 при ширине выхода на поверхность, достигающей 11 км (в его северной части). При выклинивании в южной части массив разбивается на серию мелких тел серпентинитов, габбро и пироксенитов. По результатам интерпретации данных гравиметровых работ (Е.М.Ананьева и др., 1963 г.) полагается, что Верх-Нейвинский массив прослеживается до глубины 3,7-4,0 км. Форма его довольно сложная, близкая к факолиту. Северная часть круто (угол 65°) погружается на север. Восточный контакт падает под углом 60-70° под массив. Западный контакт до глубины 200 м погружается на восток, глубже – круто под массив.

Рассматриваемый массив представлен образованиями двух комплексов: дунит-гарцбургитового (слагает внутреннюю часть массива) и плагиогранит-диорит-габбрового (развит в периферических, исключая северо-западную, частях массива). В зоне контактов массивов этих комплексов развиты породы дунит-верлит-

клинопироксенитовой серии, среди которых фиксируются реликтовые дуниты. Породы всех комплексов в той или иной мере серпентинизированы.

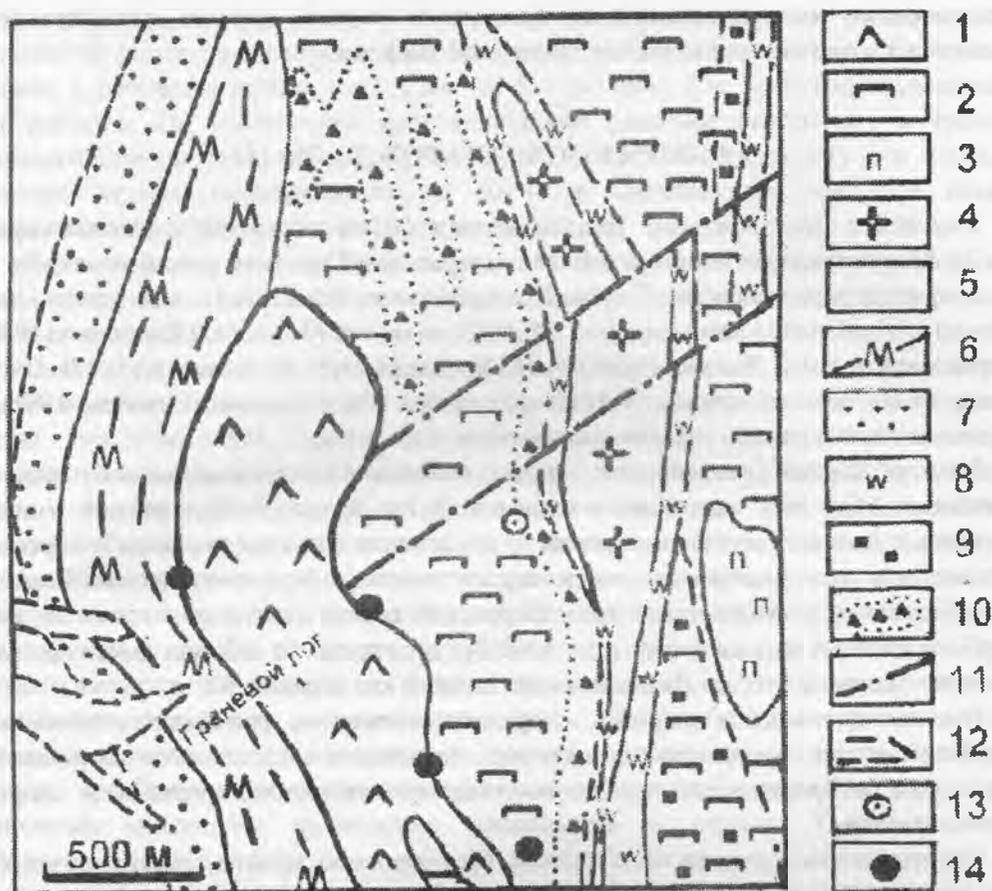


Рис. 20. Геологическое строение Павловского золотопоявления.

По (Мурзин, Суставов, Мамин, 1999):

1 – дуниты; 2 – апогарцбургитовые серпентиниты; 3 – пироксениты; 4 – плагиогранодиориты; 5 – вулканогенно-осадочные породы; 6 – рассланцованные, перекристаллизованные серпентиниты; 7 – березиты; 8 – оталькованные породы; 9 – карбонатизированные породы; 10 – зоны магнетитизации; 11 – тектонические нарушения; 12 – россыпи; 13 – Павловское проявление золота; 14 – проявления хромитов

В пределах Верх-Нейвинского массива выделены несколько тел плагиогранитов и кварцевых диоритов раннекарбонového возраста, относящихся к тоналит-гранодиоритовой формации (Мурзин и др., 1999). В пределах массива широко развиты разломы СЗ простирания. Ими контролируются проявления хромитов, тела габбро, габбро-диабазов и указанных гранитоидов. Отмечаются также и северо-восточные разломы, более поздние (Мурзин и др., 1999), в пределах которых проявлены интенсивно рассланцевание, милонитизация, а также метасоматиты тальк-карбонатного, хлоритового и антигоритового состава.

Золотопродуктивными на Павловском проявлении являются антигоритовые серпентиниты с магнетитом. Золото фиксируется в сростках с последним, а также в тонких (до 1 мм) трещинках в серпентинитах, иногда выполненных хризотил-асбестом (Мурзин и др., 1999). Распределение золота в пределах зон антигоритовых серпентинитов крайне неравномерное. В составе золотин (размер достигает 2 мм), по данным В.В.Мурзина и др. (1999), установлены (в мас.%) серебро (10,86), медь (1,76) и ртуть (0,41).

Судя по тому, что в пределах Верх-Нейвинского массива развито большое количество золотоносных россыпей с золотом «ультрабазитового» типа (Мурзин и др., 1999), большая часть из которых начинается именно в нем, есть основание полагать, что золотоносные зоны метасоматитов (в первую очередь, видимо, антигоритовые серпентиниты) развиты в его пределах достаточно широко.

КИРОВСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ (44)

Кировское месторождение расположено в 60 км восточнее г.Магнитогорска (см.рис.2). Месторождение открыто в 1934 г. старателем Гуровым, разрабатывалось до 1950 г. старательским способом. Глубина разработок не более 30-52 м (в одном месте до 69 м). Изучали месторождение С.Г.Ахтямов (1937), А.П.Смолин (1942), М.Б.Бородаевская и А.С.Жукова (1942), А.П.Переляев (1948), П.А.Зенков (1947). Очерк составлен в основном по данным В.Н.Огородникова (Огородников, Сазонов, 1991), с использованием материалов указанных выше авторов.

Месторождение размещается среди небольшого линзообразного массива серпентинитов. От него к северу находится более крупный Ольгинский массив серпентинитов также с признаками золотого оруденения (богатые россыпи и коренное самородное золото в рассланцованных серпентинитах). А южнее прослеживаются другие небольшие ультрабазитовые тела. Кировский серпентинитовый массив вытянут в северо-восточном направлении (аз. 40-45°), согласно с общим простиранием вмещающих сланцевых толщ. Длина массива около 1 км, ширина 400 м.

Вмещающие массив породы - среднедевонские и раннекаменноугольные, метаморфизованные, кремнисто-серицитовые, кремнисто-глинистые и кремнистые сланцы, менее распространены кремнисто-углистые, глинисто-хлоритовые и хлорит-биотитовые сланцы.

Серпентиниты рудного поля сильно брекчированы, смяты, рассланцованы и метаморфизованы. Они в значительной части оталькованы и превращены в тальковые, тальк-актинолитовые, актинолитовые сланцы, листовениты. Под серпентинитами разбурены гранитоидные тела, форма залегания которых осталась неизученной.

Наименее измененные более поздними гидротермальными процессами аподунитовые серпентиниты сложены мелкопетельчатым, спутанно-волоконистым, мелкоигольчатым, мелкочешуйчатым хризотилевым серпентином (рис. 21). Для этих разностей характерно отсутствие магнетита. В небольших количествах сохраняется хромит в виде рассеянной минерализации или гнездообразные скопления массивного хромита. Опробование хромита пробирным анализом показало «следы» золота и до 1,6 г/т серебра.

Хризотилевые серпентиниты под действием гранитизирующих растворов подвергаются оталькованию и карбонатизации. Тальк представлен мелкочешуйчатым агрегатом, образующим иногда собственно талькиты и тальковые сланцы, но чаще совместно с мелкокристаллическим агрегатом магнезита, брейнерита, иногда анкерита (рис. 22). Опробование этих метасоматитов показало, что они несут лишь «следы» золота (0,008-0,016 г/т).

Последующие метасоматические преобразования выражаются в перекристаллизации серпентина в крупночешуйчатый «лучистый» антигорит (рис. 23), который отчетливо накладывается на более ранние тальк-карбонатные парагенезисы, замещая карбонат и тальк (рис. 24). Процесс антигоритизации сопровождается выделением магнетита в виде мелких кристалликов или шнуроподобных скоплений. С этими преобразованиями связано золотооруденение с выделением низкопробного золота. В тектонических, активных зонах наблюдается образование хризотил-асбестовых жилков мощностью 0,5-5, редко до 12 см.

Золотоносные метасоматиты распространены локально (рис.25, 26), обычно занимают секущее положение относительно общего простирания, что свидетельствует об активизации тектонических структур и воздействии гидротермальных растворов. В узких линейных зонах, обычно в контакте с антигритовыми серпентинитами, наблюдается развитие амфибола. Он образует неориентированные спутанно-лучистые агрегаты с размером иголок от 2-3 мм до 3-5 см (рис. 27), цвет бледно-зеленый до густо-зеленого. По параметрам кристаллической решетки относится к тремолит-актинолитовому ряду ($a_0 = 9,80 - 9,83 \text{ \AA}$, $b_0 = 18,05 - 18,07 \text{ \AA}$). Мощность зон составляет несколько метров, протяженность до 40-50 м. Опробование этих зон показало повышенное содержание золота - от следов до 0,8 г/т.

Вдоль контакта и в зонах рассланцевания наблюдается образование хлоритовых и тальк-хлоритовых метасоматитов (см. рис.25, 26). Породы темно-зеленой окраски с включениями кристалликов магнетита. Хлорит образует мелкочешуйчатый агрегат в виде мелкосфероидальных скоплений вдоль рассланцевания, иногда совместно с тальком и небольшими реликтами серпентина. На эти массивного облика хлоритовые породы накладываются прожилки крупночешуйчатого темно-зеленого хлорита. Мелкочешуйчатый хлорит представлен пеннином, а крупночешуйчатый, прожилковый хлорит - клинохлором (рис. 28). Опробование хлоритовых разностей, особенно с крупночешуйчатым хлоритом, показало их высокую золотоносность - в пределах 0,2 - 4,4 г/т. Более широко представлены тальковые, тальк-карбонатные метасоматиты. Тальк этих метасоматитов, в отличие от раннего мелкочешуйчатого, значительно более крупный, в ряде случаев образует «звездчатые» или сферолитовые выделения. Причем он накладывается не только на ранние тальковые зоны, но и на хризотилловые серпентиниты по зонам рассланцевания (рис. 29). Карбонат на ранних стадиях выделения образует гломеробластовые скопления, состоящие из магнезита, брейнерита. По мере преобразования карбонат переходит в доломит, который в виде хорошо ограненных кристаллов равномерно распределен в породе. Тальковые, тальк-карбонатные метасоматиты сами по себе не золотоносные, обычно содержат лишь «следы» золота. Золотоносность наблюдается только в зонах рассланцевания и преобразования пород более поздними гидротермальными процессами. В узких зонах среди тальк-карбонатных пород появляются зонки окварцевания, сопровождающиеся новообразованием фуксита. Метасоматиты приобретают облик и состав лиственита (карбонат+кварц+фуксит). Опробование лиственитов на золото показало присутствие его от «следов» до 0,1 г/т. Сульфидов практически не наблюдается. В зонах интенсивного дробления низкотемпературные преобразования завершаются появлением халцедона, образующего мелкие агатовидные выделения в пустотках выщелачивания.

Наиболее мощная зона рассланцевания прослеживается в осевой части массива в северо-восточном направлении с падением на восток под углом 40-55°, имеет характер сброса и образуется как реакция на субширотное сжатие и подвижку по субмеридиональному надвигу (см. рис. 25). Вторая зона рассланцевания образуется как оперяющая, имеющая характер сбросо-сдвига с северо-западным простиранием и более крутым падением на юг. Аналогичные зоны рассланцевания такой же ориентировки выявлены южнее Кировского месторождения и восточнее в 8 км, в Березняковской точке минерализации.

На рудном поле установлено 15 рудовмещающих сколовых трещин. Их наибольшая длина около 280 м, остальные в большинстве случаев имеют меньшую длину. Мощности деформированных и метасоматически измененных пород, «зон рассланцевания», представляющих рудные тела, составляют чаще 0,2 м, лишь иногда достигают 1-2 м.

Разработка оруденелых зон рассланцевания, «рудных жил» производилась вплоть до 1950 г. Наиболее значительная из них жила №1, разведана по простиранию

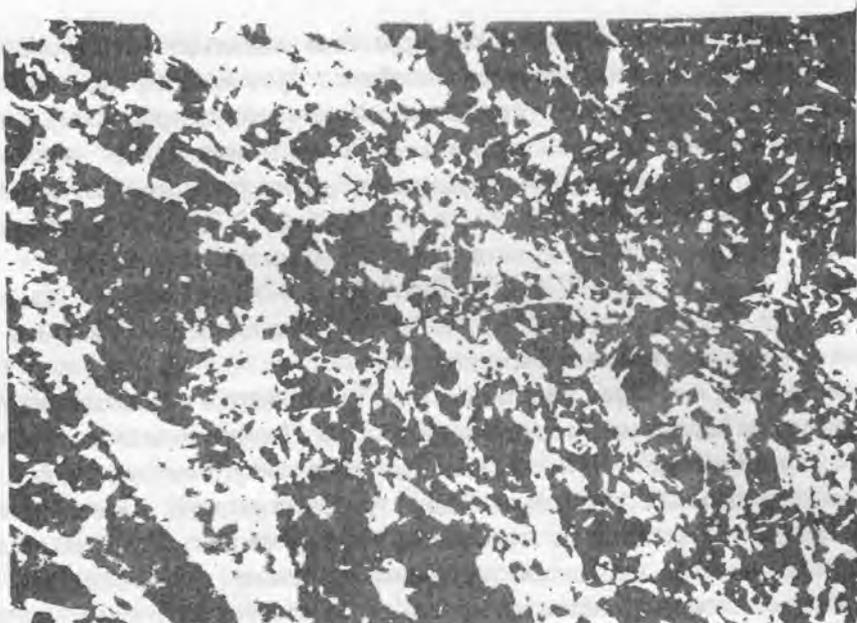


Рис. 21. Петельчато-решетчатая структура хризотилового серпентина. Центральная часть петель сложена почти изотропным серпентином. Прозрачный шлиф Кр-50, ув. 90, с анал.

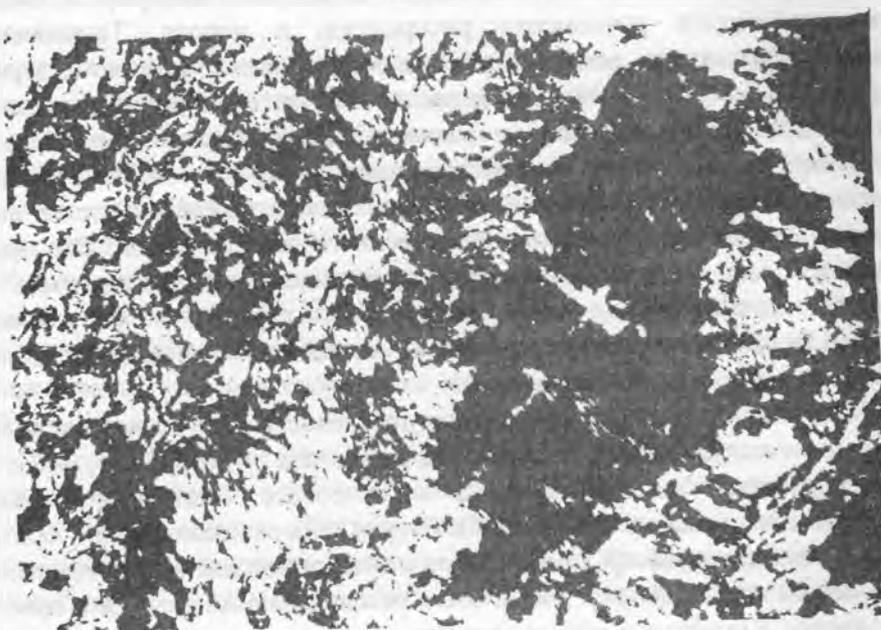


Рис. 22. Замещение хризотилового серпентина (темное) агрегатом мелкочешуйчатого талька и карбоната. Прозрачный шлиф Кр-21, увел. 40, с анал.

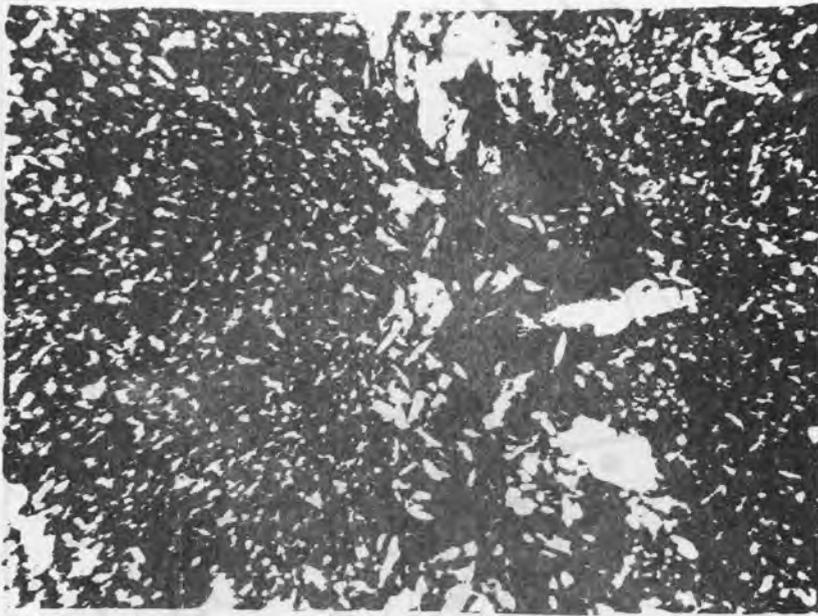


Рис. 23. Перекристаллизация хризотилового серпентина в более крупночешуйчатый «лучистый» антигорит.
Прозрачный шлиф Кр-26, увел. 40, с анал.

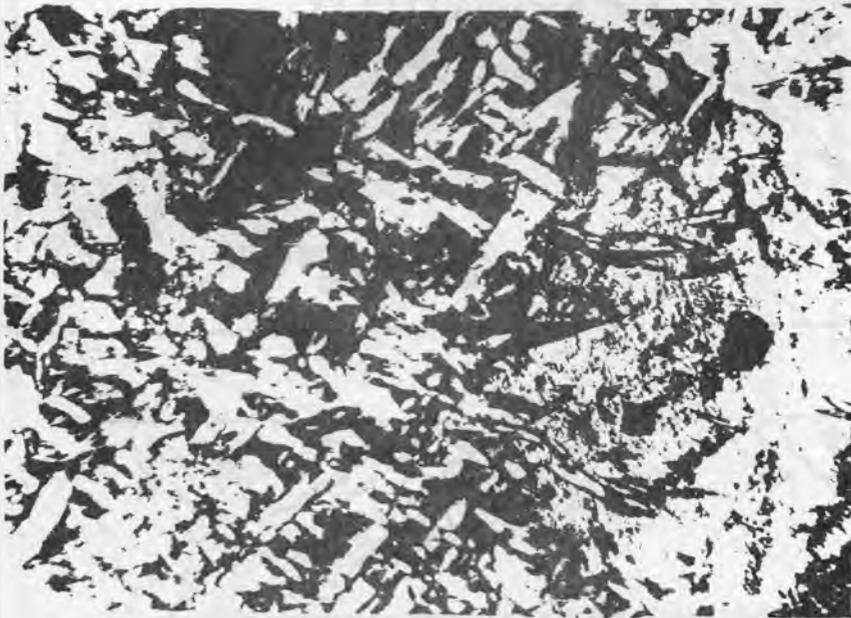


Рис. 24. Замещение лучистым антигоритом карбоната.
Прозрачный шлиф Кр-24, увел. 90, с анал.

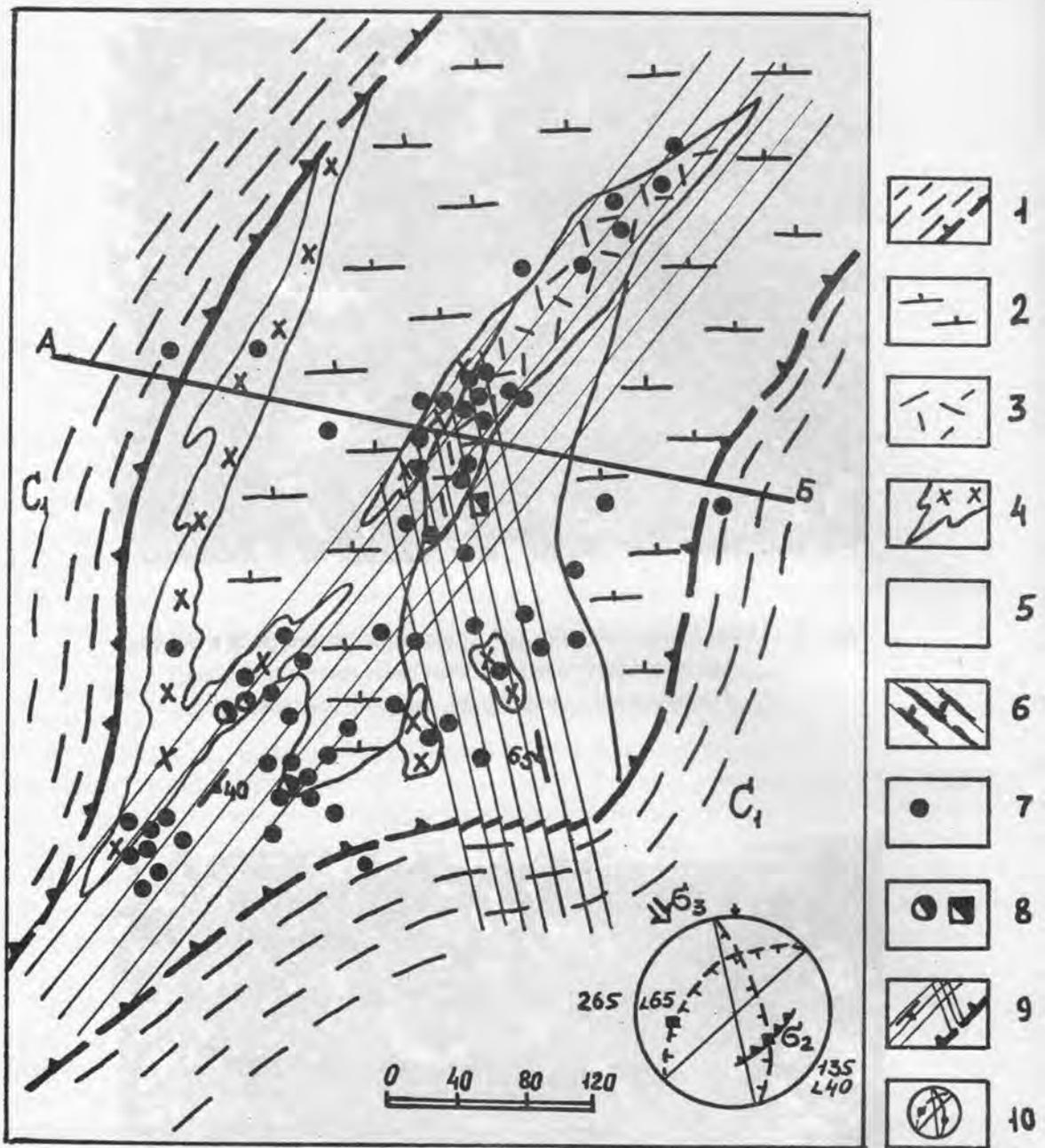


Рис. 25. Положение «змеевичных жил» в метасоматической зональности Кировского золоторудного месторождения:

1 – углисто-кремнистые сланцы; 2 – серпентиниты (преимущественно антигоритовые); 3-5 – метасоматиты: амфиболового (3), хлоритового и тальк-хлоритового (4), талькового и тальк-карбонатного (5) составов; 6 – «змеевичные жилы» в зонах рассланцевания; 7 – места опробования на золото; 8 – горные выработки (лудки, шурфы); 9 – надвиг и сопряженное с ним рассланцевание; 10 – структурная схема формирования зон рассланцевания

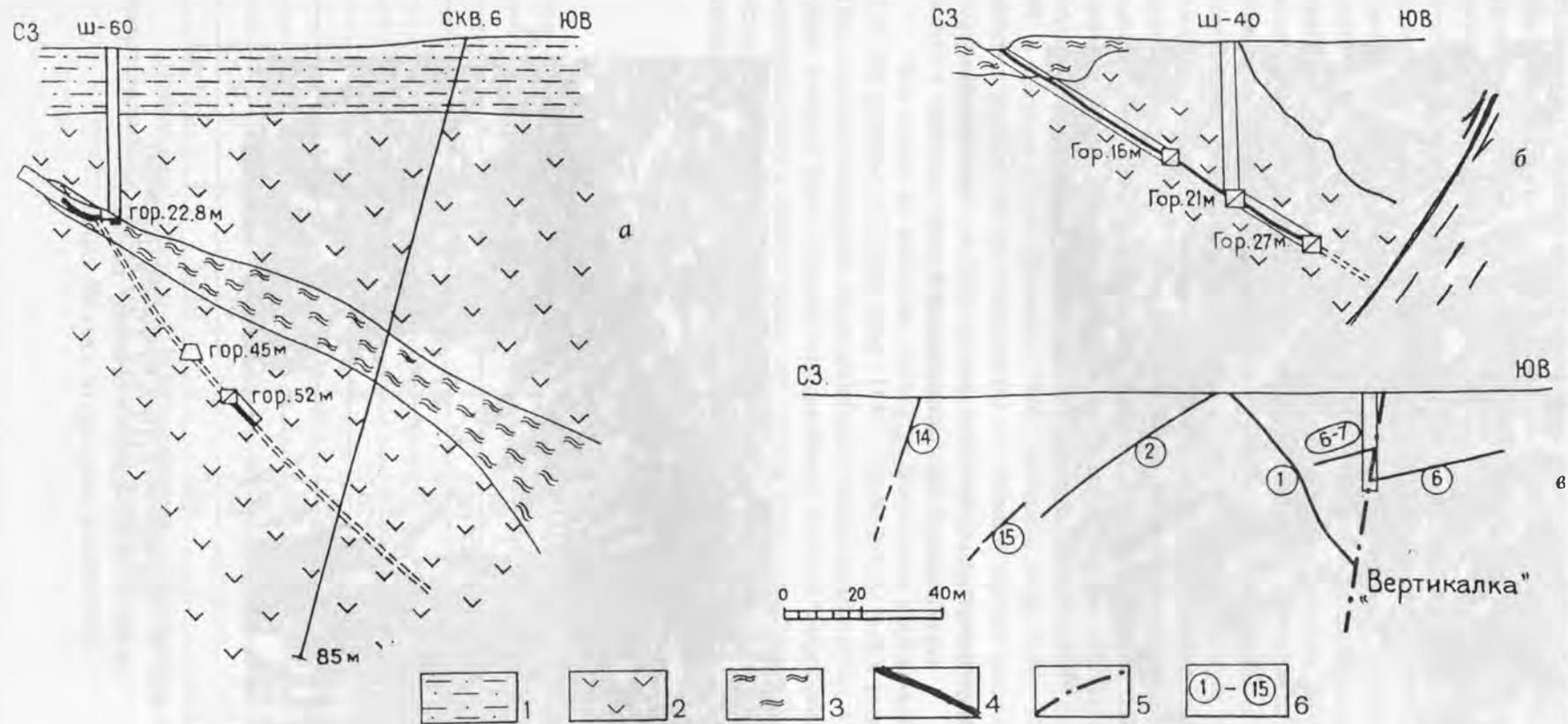


Рис. 26. Взаимоотношение (в вертикальной плоскости) рудных тел с серпентинитами (а, б) и некоторых «рудноносных жил» между собой (в) на Кировском месторождении:
 1 - рыхлые делювиальные отложения; 2 - серпентиниты смятые, брекчированные, хлоритизированные и оталькованные; 3 - офитовые сланцы; 4 - золотоносные хризотил-талковые породы; 5 - разрывное нарушение - сместитель «Вертикалка»; 6 - номера жил



Рис. 27. Развитие тремолита (игольчатые кристаллы) по антигоритовому серпентиниту. Прозрачный шлиф Кр-32, увел. 40, с анал.



Рис. 28. Крупночешуйчатый клинохлор (в центре) развивается по мелкочешуйчатому пеннину. Прозрачный шлиф Кр-16, увел 40, с анал.

дудками и глубокими шурфами до 69 м, тремя скважинами подсечена на глубине 90 м. Месторождение осталось не выработанным полностью из-за неблагоприятных гидрогеологических условий. Жильные тела представлены интенсивно катаклазированными, рассланцованными зонами различного минерального состава: оталькованными серпентинитами, тремолитовыми, тальк-карбонатными, хлоритовыми, тальк-хлоритовыми породами с обилием хризотил-асбестовых прожилков. В литературу эти зоны вошли как «змеевичные жилы». Золото находится вместе с антигоритом, тальком, клинохлором, пеннином, тремолит-актинолитом, реже с карбонатом, опалом, халцедоном, и рудными минералами, которые присутствуют в незначительном количестве (магнетит, гематит, хромшпинелиды, халькозин, миллерит, никелин). Наблюдается золото и по трещинкам рассланцевания. Золото в этих жилах самородное, неправильной формы, в виде пластинок, чешуек на пластинках талька, хлорита или среди иголок и пустоток в хризотил-асбестовых прожилках. Размер золотинок от 0,1 до 1-2 мм. По описанию встречалось золото размером до 1 см в виде капель на плоскостях сланцеватости (Переляев, 1948). Распределение золота неравномерное, кустовое, приурочено к раздувам или к местам перехода от раздувов к пережимам жильного тела. Содержание золота колеблется от «следов» до 20,8, реже до 60, в среднем 10 г/т (Клевцов, 1946; Антохина и др., 1968). Опробование одним из авторов рудных зон рассланцевания по отвалам горных выработок дало содержание золота от «следов» до 50,9 г/т, что подтверждают ранее полученные данные. Состав золота и примесей в нем приведен в табл. 5 и 6.

Как видно из анализов, золото на Кировском месторождении высокопробное - 920. По данным А.П.Переляева (1948), пробность золота в рудных жилах была 820. При этом им отмечались высокопробные каймы на некоторых золотилах, центральная часть которых была сложена низкопробным золотом. Опробование пород Кировского месторождения выявило также две группы проб: с высокопробным золотом (серебро-«следы») и сереброносным, с отношением золото - серебро = 6 : 1 - 1 : 10 (рис. 30), что свидетельствует о двухэтапном рудоотложении.

Таблица 5

Химический состав (мас.%) золота Кировского месторождения

№ образца	Золото	Серебро	медь	Сумма
Кр-21-1	91,00	7,60	0,27	98,87
Кр-21-2	89,60	8,00	0,37	97,97
Кр-46-1	91,29	7,53	0,26	99,08
Кр-46-2	91,36	7,56	0,24	99,16
Кр-46-3	90,73	7,67	0,29	98,69
Кр-46-4	90,94	7,48	0,42	98,84
Кр-46-5	91,21	7,33	0,29	98,87
Кр-46-6	91,66	7,82	0,18	99,66
Кр-46-7	92,36	7,64	0,26	100,26
Кр-46-8	92,10	7,65	0,23	99,98

Примечание. Анализы В.Н.Огородникова и В.В.Мурзина, выполнены на микроанализаторе JXA-5 (ИГГ УрО РАН); в табл. 6 то же

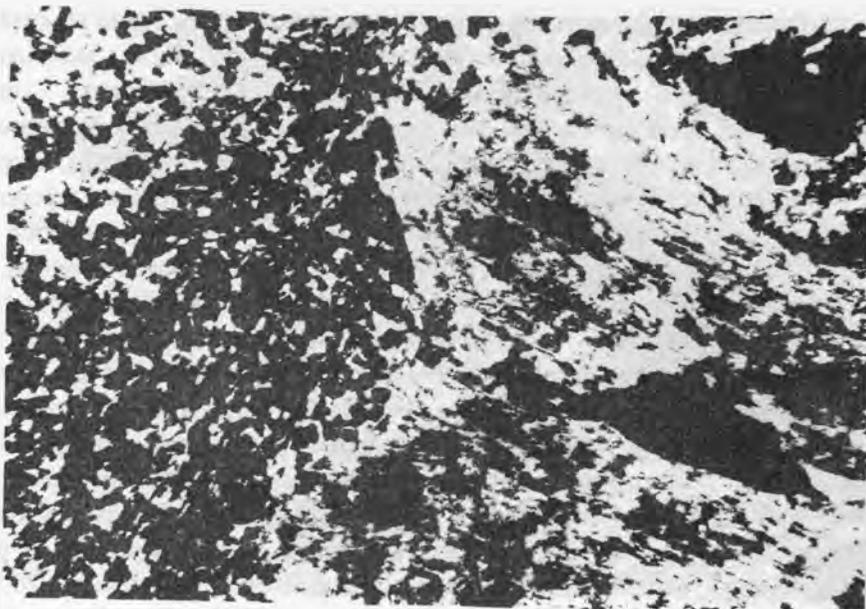


Рис. 29. Наложение крупночешуйчатого талька на хризотилевые серпентиниты. Прозрачный шлиф Кр-21, увел. 40, с анал.

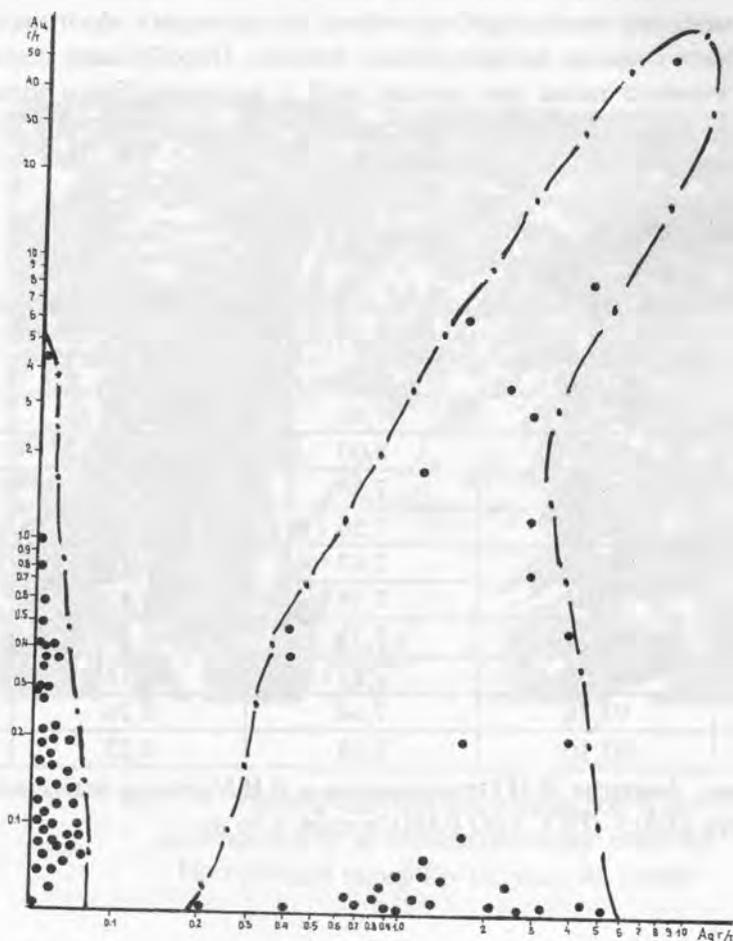


Рис. 30. Диаграмма содержания золота и серебра в породах Кировского месторождения

Содержание (мас. %) элементов-примесей в золоте Кировского месторождения

№ образца	Pb	Ni	Fe	Cu	Si	Al
Кр-46-1	0,002	0,1	0,2	0,03	3	0,2
Кр-46-2	-	0,005	0,05	0,05	0,3	0,01
Кр-46-3	0,003	0,001	0,05	0,1	0,3	0,02
Кр-46-4	-	0,02	0,3	0,1	0,5	0,05
Кр-46-5	-	0,005	0,03	0,05	3	0,003
Кр-46-6	0,003	0,001	0,05	0,01	1	0,0008

Примечание. Sn, Bi, Pt, Pd, Hg, Sb не обнаружены.

Объяснение этому факту мы видим в следующем. На ранней стадии рудообразования (сопряжено с антигоритизацией, «змеевичные жилы», золото тесно связано с магнетитом) при относительно высокой температуре (430-550 °С) образуется низкопробное (медистое и ртутистое) золото. На поздней стадии (Т<400 °С) в связи с развитием тальцитов, хлоритовых и талько-хлоритовых метасоматитов образовалось высокопробное золото, включая и высокопробные каймы у зерен низкопробного золота. Скорее всего, вторая стадия рудообразования обусловлена гранитоидным (тоналит-гранодиоритовой формации) магматизмом.

К северу от Кировского месторождения известны старательские прииски, в том числе *Успенское* рудопоявление. По данным А.Н. Заварицкого (1926), на нем отрабатывались тальковые породы в пределах небольшого серпентинитового массива в контакте с вмещающими метаморфическими сланцами. Содержание золота в хризотил-асбестовых прожилках 0,6-1,5 г/т.

Евдокиевское рудопоявление расположено в пределах небольшого серпентинитового массива в зоне контакта с углисто-кремнистыми сланцами. Золотоносными являются узкие участки зон рассланцевания серпентинитов, хризотил-асбестовые жилы. Встречена жила мощностью до 18 см, простирание субширотное с падением на юг под углом 45°. Жила прослежена шурфами на глубину до 12 м, содержание золота до 13 г/т. Опробование В.Н.Огородниковым остатков этой жилы в отвалах шурфа показало лишь 0,4-1,8 г/т Au. Кроме этой жилы отрабатывалась зона рассланцевания в тальковых породах с тонкими прожилками кварца, с вкрапленностью окисленного пирита. Мощность зон рассланцевания не постоянная, отмечаются раздувы до 2,7 м. Золото заключено в самой тальковой массе с содержанием до 20,8 г/т. Кварцевые жилы с пиритом золота не содержат.

Южнее Кировского месторождения в пределах кварцево-жильного поля *Энбекчиль* встречено небольшое серпентинитовое тело протяженностью 500-600 м. Рудопоявление открыто в 1950 г. при поисковых работах на золото. На площади рудопоявления выявлено пять «змеевичных жил» мощностью 0,08-1,2 м с простиранием 250° и падением на юго-запад под углом 30-60°, содержание золота в нем 0,4-3,2 г/т.

В 8 км к востоку от Кировского рудника, вблизи истоков р.Ташты-Бутак, в одноименном кварцевом поле встречено аналогичное рудопоявление - *Березняковская* точка минерализации (Заварицкий, 1926). Рудопоявление приурочено к массиву серпентинитов и состоит из двух тел, пересекающихся между собой. Одно имеет простирание 60-80° и падение на юг под углом 40-60°, второе с простиранием 300-355° и падением на восток под углом 50°. Мощность рудных тел возрастает с глубиной до 2-5 м. Они представлены сильно измененными тальковыми, тальк-хлоритовыми, тальк-карбонатными породами, густо пропитанными сетью голубоватого халцедоновидного

кварца. Опробование показало содержание золота от следов до 4,2 г/т, а в одной пробе 10,8 г/т.

Южнее Кировского месторождения расположена *Гуровская* точка минерализации. Оруденение приурочено к небольшому серпентинитовому массиву. Золото связано с хризотил-асбестовыми жилами мощностью 0,06-0,15 м. Содержание золота в них 6,8-7,4 г/т.

Рожновская точка минерализации находится в 4,5 км к юго-западу от кварц-жильного поля Энбекчиль. В серпентинитовом теле встречена тальк-хлоритовая жила мощностью 0,4 м, с азимутами простирания 335° и падения 65°. По двум пробам содержание золота показало 0,4 г/т.

Более крупное *Фамбуловское* месторождение, по масштабам сопоставимое с Кировским, расположено в южном обрамлении Сысертско-Ильменогорского гнейсово-мигматитового комплекса и приурочено к Филимоновскому региональному разлому, в зоне развития которого расположены крупные тела серпентинитов, в частности, г.Листвянной. Вмещающие породы представлены метаморфизованными породами терригенно-осадочной толщи (S₂-D₁), претерпевшими метаморфизм уровня зеленосланцевой фации. Позднегерцинская коллизия сопровождалась внедрением даек, мелких тел гранитоидов и метасоматическими преобразованиями с формированием золоторудной минерализации и хрусталеносных кварцевых жил. Ранние метасоматиты представлены бурым таблитчатым биотитом и сине-зеленой роговой обманкой актинолитового ряда. Околожильные изменения изучены слабо, представлены преимущественно серицитизацией и окварцеванием. На северо-восточном склоне г.Листвянной расположена тектоническая зона с золотосульфидной минерализацией, давшая начало Чашковской и Филимоновской россыпям. Оруденение, как и на Кировском руднике, связано с зоной рассланцованных метасоматитов, представленных тальковыми, тальк-карбонатными, актинолитовыми и хлоритовыми разностями. В тальковых метасоматитах золото содержится до 4,5 г/т, в прожилках актинолита распределение крайне неравномерное - до 1,0-71,6 г/т, в хлоритовых метасоматитах 0,7-3,3 г/т.

В качестве объектов-эталонов золотосодержащего оруденения медно-колчеданного (домбаровского) типа нами выбраны Летнее и Маукское месторождения. Первое из них является типичным представителем объектов домбаровского типа, второе же – метаморфизованным.

МЕСТОРОЖДЕНИЕ ЛЕТНЕЕ (49)

Расположено в Домбаровском рудном районе, в 250 км южнее г.Магнитогорска. Месторождение открыто в 1969 г. в результате проверки комплексной (геофизической и геохимической) аномалий. Объект изучался многими исследователями, но основной вклад в его познание внес П.В.Лядский, преимущественно по материалам которого составлен приведенный ниже очерк.

В районе Летнего месторождения широко распространены предположительно силурийские базальты и гиалокластиты и раннедевонско-эйфельские вулканогенно-осадочные образования. Основание разреза слагают афировые пиллоу-базальты и гиалокластиты подрудной толщи (рис. 31). Выше идут взрывчатые брекчии рудовмещающей толщи, обломки в них представлены диабазами, габбро (уралитовое) базальтами и др. Основная часть рудоносной толщи состоит из афировых пиллоу-базальтов с редкими горизонтами гиалокластитов и пиллоу-брекчий. Плагипорфиновые базальты развиты в верхней части разреза (до пяти потоков пиллоу-лав). Их общая мощность достигает 50 м. Мощность рудовмещающей толщи на месторождении – 300 м. Химический (мас.%) состав (среднее из 19 анализов) базальтов

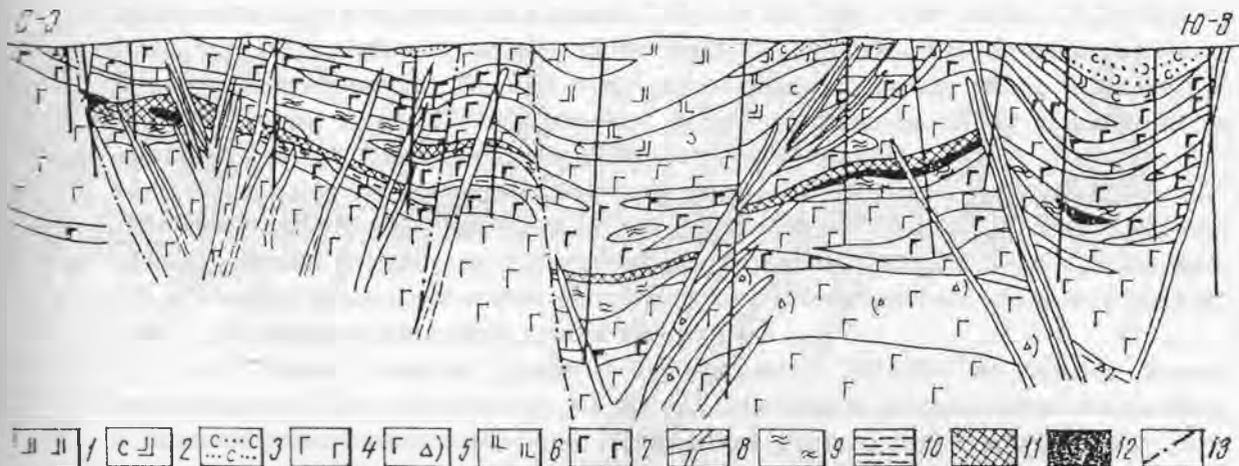


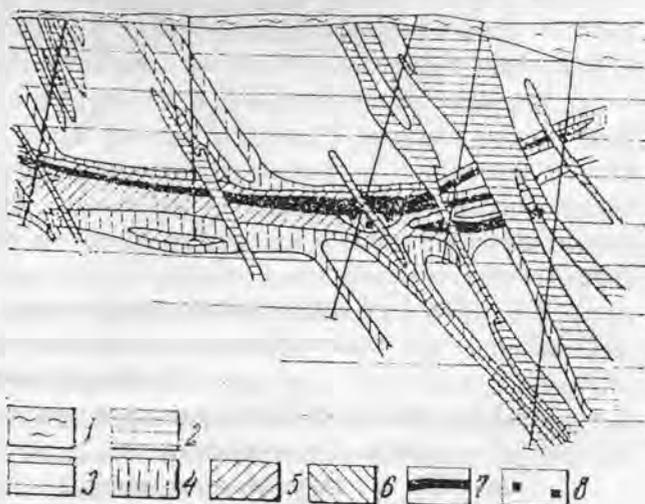
Рис 31. Схематический продольный геологический разрез месторождения Летнего. По (Медноколчеданные..., 1988):

1 - подушечные лавы афировых базальтов; 2 - туфы пироксен-плагиоклазовых базальтов; 3 - тейфроиды основного состава; 4 - базальты рудовмещающей (третьей) толщи; 5 - взрывные брекчии той же толщи; 6 - субвулканические пироксен-плагиоклазовые порфириты; 7 - габбро-диабазы; 8 - дайки диабазов; 9 - околорудные метасоматиты: хлоритовые, серицит-хлоритовые, кварц-серицитовые; 10 - рассланцевание; 11 - медные и медно-цинковые массивные колчеданные руды; 12 - магнетитовые массивные и прожилково-вкрапленные руды; 13 - разрывные нарушения

Рис. 32. Схематический геологический разрез месторождения Летнего.

По (Медноколчеданные..., 1988):

1 - кора выветривания; 2,3 - зеленокаменные изменения: 2 - эпидот-хлорит-актинолитовой субфации; 3 - хлорит-кварц-пумпеллиитовой субфации; 4-6 - околорудные метасоматиты: 4 - хлоритовые, 5 - кварц-серицит-хлоритовые, 6 - кварц-серицитовые; 7 - массивные колчеданные руды; 8 - вкрапленные руды



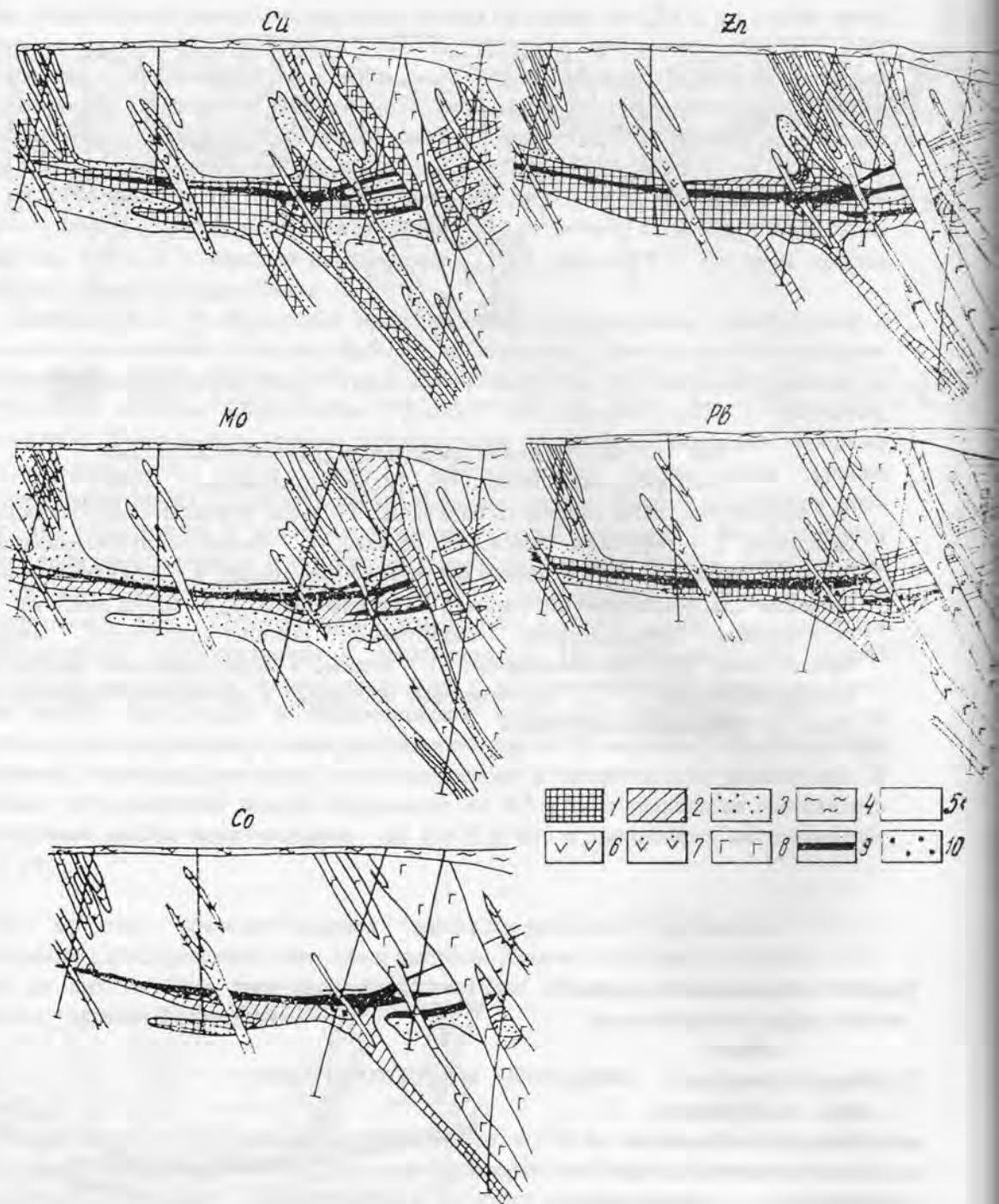


Рис 33. Геохимические ореолы меди, цинка, свинца, молибдена, кобальта на схематических геологических разрезах месторождения Летнего.

По (Медноколчеданные..., 1988):

1-3 - эндогенные геохимические ореолы: 1 - уровень аномальности более "3", 2 - уровень аномальности от "2" до "3", 3 - уровень аномальности от "1" до "2"; 4 - рыхлые отложения; 5 - базальты и их туфы; 6-8 - дайки; 7 - диабазовые порфириты; 8 - габбро-диабазы субвулканические; 9-10 - колчеданные руды: 9 - массивные, 10 - вкрапленные

рудовмещающего комплекса следующий: SiO_2 - 46,99; TiO_2 - 1,68; Al_2O_3 - 15,76; Fe_2O_3 - 3,34; FeO - 6,59; MgO - 8,11; CaO - 10,44; Na_2O - 3,04; K_2O - 0,11. С использованием фона по содержанию Rb, Sr, PЗЭ и др. микроэлементов сделан вывод (Серавкин и др., 1992; Зайков и др., 1993) о том, что рудообразующие базальты образовались в рифтовой зоне задугового бассейна на сиалическом основании.

Раннедевонско-эйфельские отложения развиты в ЮВ части месторождения (см. рис. 31). Среди пород, представляющих их, выделены тефроида, туфы и лавы плагиоафировых и пироксен-плагиоафировых базальтов. Мощность этих отложений 170 м. Породы рудоносной толщи сформировались в субмаринных условиях (Лядский и др., 1988), параллельно с проседанием кальдеры.

На объекте широко развиты субвулканы (30-50% от объема пород месторождения). Они образовались в 3 этапа: силурийский, раннедевонско-эйфельский и позднеэйфельско-раннеживетский. Образования первого этапа преобладают. Они представлены габбро-диоритами, диабазами и плагиоклазовыми порфиритами, комагматичными силурийским вулканикам (см. рис. 31). Подавляющая часть габбро-диабазов сформировалась в дорудное время. Меньшая часть имеет внутрирудную и пострудную природу.

Раннедевонско-эйфельские субвулканы представлены в основном базальтовыми порфиритами и габбро-диабазами. Они развиты преимущественно в подрудной части разреза (см. рис. 31). Субвулканы позднеэйфельско-раннеживетского этапа фиксируются в зонах разломов северо-восточного простирания. Они представлены дайками габбро-диабазов, реже плагиоклазовыми порфиритами. Вулканы и субвулканы раннего этапа относятся к субформации лейкобазальтов, которая принадлежит кремнисто-базальтовой формации. Раннедевонско-эйфельские магматиты относятся к риолит-базальтовой формации.

Зоны минерализации развиты в центральной и южной частях вулканической депрессии, называемой Чиликтинской. Ее длина 1,5 км, ширина 0,3-0,5 км. В этой зоне выделено 9 рудных тел (см. рис. 31), мощность крупнейших из них 10-20 м, она нарастает с глубиной. Практически все рудные тела залегают согласно с вмещающими породами.

Халькопирит-пиритовые, сфалерит-халькопирит-пиритовые и магнетитовые руды выделяются в рудных телах. Незначительно распространены и такие минералы, как пирротин, макиновит, валлериит, кубанит, марказит, гематит, борнит, галенит, молибденит. В 3-м рудном теле выявляется зональность: маломощная зона богатых магнетитом руд в центре, к периферии сменяется магнетит-халькопирит-пиритовой и халькопирит - пиритовой. Локализация сфалерит-халькопирит-пиритовых руд тесно связана с вмещающими породами. Самый распространенный минерал руд - пирит (80% от всего объема руд), заметно метаморфизован. В кристаллах и агрегатах пирита установлены реликты колломорфной структуры. Халькопирит распространен повсеместно в рудах, но максимально он концентрируется в связи с обогащенными магнетитом рудами. Халькопирит развит в виде простых зерен или полисинтетических двойников. Прожилки метаморфогенного халькопирита пересекают руды. Сфалерит подчинен халькопириту, встречается преимущественно в виде прожилков, пересекающих пиритовые и халькопирит-пиритовые агрегаты. Содержание молекулы FeS в сфалерите 5,2 - 11,7%. Пирротин появляется в результате метаморфизма руд под действием даек диабазов и габбро-диабазов. Он образует небольшие прожилки, параллельные контакту даек, и замещает макиновит и кубанит.

Вмещающие породы Летнего месторождения метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. Вулканы превращены в альбит-хлорит-амфиболовые породы, в которых сохранены первичные структуры. Пироксен и обыкновенная роговая обманка замещены хлоритом и актинолитом, плагиоклаз - альбитом, хлоритом,

эпидотом, цоизитом, а титаномагнетит - лейкоксеном и сфеном. Химический состав метаморфизованных базальтов и продуктов их метасоматоза представлен в табл. 7.

Кварц-серицитовые метасоматиты развиты в восточной части месторождения, здесь они тесно сопряжены с рудными телами и имеют мощность до 5 м (рис. 32). Кварц-серицит-хлоритовые породы подстилают сульфидные тела и кварц-серицитовые породы. На месторождении отчетливо проявлен первичный геохимический ореол (рис. 33). В нем установлены (в ppm) Cu (9-18), Zn (8-10), Pb (0,6-3,0), Mo (0,1-0,7), Co (5-10). Co и Mo развиты только в нижней части ореола.

Таблица 7

Химический состав (мас. %) метаморфизованных пород месторождения Летнего.
По (Медноколчеданные..., 1988, с.28)

Компоненты	1	2	3
SiO ₂	45,31	46,42	47,48
TiO ₂	1,29	1,68	1,57
Al ₂ O ₃	17,70	16,26	16,38
Fe ₂ O ₃	2,69	3,61	2,29
FeO	6,62	7,52	9,41
MnO	0,43	0,55	0,59
MgO	7,77	7,32	7,52
CaO	11,40	11,10	7,38
Na ₂ O	2,18	1,75	2,48
K ₂ O	0,27	0,16	0,12
P ₂ O ₅	0,09	0,14	0,22
П.п.п.	3,68	2,84	4,08
Сумма	99,43	99,55	99,58
Кол-во анализов	4	3	4

Примечание. 1 – зеленосланцево-измененный диабаз; 2 - хлоритовый метасоматит; 3 - кварц-хлоритовый метасоматит

МАУКСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ (26)

Расположено возле железнодорожной станции Маук (Челябинской обл.), открыто в 1955 г. Месторождение локализуется в самой узкой части Тагило-Магнитогорской мегазоны на широте Уфимского выступа. Здесь полоса вулканогенных пород разделена Уфалейским массивом серпентинитов на две ветви – Ольховскую (восточную) и Каркодинскую (западную). В основании геологического разреза района месторождения залегают амфиболиты. На них согласно лежат породы филлит-кварцитовый свиты, представленной кварцитами с прослоями филлитов, параамфиболитов и мраморов. Мощность свиты 500-600 м. Ее породы наиболее распространены в районе месторождения. Возраст свиты считается ордовикско-раннесилурийским (Кузнецов, 1956). Завершает разрез вулканогенно-осадочная свита, сложенная диабазами с прослоями уралитовых и плагиоклазовых порфиритов, маломощными прослоями риолитов и кремнистых сланцев. В нижних горизонтах свиты отмечены мраморы, туфогенные песчаники и туффиты с потоками диабазов. Мощность свиты 500 м, возраст силурийский.

Месторождение приурочено к каркодинской полосе зеленокаменных пород, располагается вблизи южного окончания Уфалейского массива ультрабазитов. Вмещающие породы месторождения принадлежат филлит-кварцитовый толще и самым низам вулканогенно-осадочной свиты. Породы рудовмещающего комплекса повсеместно в той или иной мере метаморфизованы, представлены кварцитами, графит-кварцевыми, амфиболовыми, слюдисто-хлорит-кварцевыми сланцами.

парагнейсами, амфиболитами, порфиритоидами, серицит-кварцевыми сланцами и др. Ультрабазиты широко развиты в северной, восточной и южной частях месторождения, представлены серпентинитами и тальковыми породами. На севере месторождения имеются пироксениты, подвергшиеся серпентинизации, уралитизации, кое-где лиственизации. Габбро здесь превращены в амфиболиты и амфиболовые сланцы. Наиболее поздние магматиты района - дайки кремнекислых пород, превращенных в альбитовые порфиroidы (Маркс, 1969; Буслаев и др., 1988). Химический состав рудовмещающей толщи приведен в табл. 8. Последняя до метаморфизма была представлена базальтами, глинистыми, углисто-глинистыми и кремнистыми сланцами. Такой набор пород характерен для основания Тагильской мегазоны. Существенно натриевый состав щелочей, повышенное (до 1,5 мас.%) содержание TiO_2 в metabазальтах (см. табл. 8) позволили В.А.Марксу (1969) считать их эдуктом базальтов базальт-риолитовой формации.

Таблица 8

Химический состав (мас.%) пород Маукского месторождения.
По (Медноколчеданные..., 1988, с. 165)

Компоненты	1*	2	3	4	5	6
SiO_2	54,06	53,02	47,30	71,84	73,20	48,84
TiO_2	1,23	0,19	0,94	0,29	0,26	1,51
Al_2O_3	15,24	11,66	15,53	12,03	13,56	17,16
Fe_2O_3	5,13	2,19	4,70	1,73	1,14	9,12
FeO	6,75	7,74	5,34	4,36	1,83	3,23
MnO	0,35	0,23	0,15	0,05	0,05	0,13
MgO	4,07	14,13	6,15	0,79	0,48	6,02
CaO	4,43	2,86	10,99	2,46	1,45	1,45
Na_2O	2,54	0,22	2,49	4,41	4,84	0,35
K_2O	2,73	-	-	0,09	-	1,37
H_2O	2,15	7,20	4,16	0,95	1,92	4,85
P_2O_5	0,41	0,02	0,04	0,05	0,05	0,38
S	-	-	0,11	0,37	0,69	4,25
CO_2	0,30	0,36	2,04	1,08	0,74	3,24
Сумма	99,39	99,82	99,98	100,31	90,86	99,35

* 1,2 - сланцы: 1 - биотит-кварц-альбитовые с гранатом, 2 - амфибол-хлоритовый по порфириду; 3 - амфиболит по габбро, хлоритизированный; 4 - гранат-эпидотовая гнейсовидная порода; 5 - альбитовый порфиroid кварцсодержащий; 6 - серицит-хлоритовый сланец.

Главные черты тектоники месторождения предопределены массивом серпентинитов – Уфалейским на севере и Маукским на юге (рис. 34). Именно ими обусловлено то, что в южной части месторождения простирание пород северо-западное, с падением на восток, а в северной части – северо-восточное с падением на юго-восток. В южной части падение рудовмещающей толщи пологое ($25-30^\circ$), в центральной части крутое ($55-80^\circ$) и в северной – снова пологое ($30-40^\circ$).

Рудные тела месторождения (8 штук) – пластообразные, без раздувов и пережимов (рис. 35), согласные с рассланцеванием вмещающих пород. Наиболее масштабными на месторождении являются 3 рудных тела. Пять остальных образуют незначительные по размерам кулисы по отношению к крупным телам. Протяженность основных рудных тел – сотни метров, мощность первые метры. Представлены они сплошной колчеданной рудой. Иногда отмечено (Центральное тело) чередование сплошных руд с вкрапленными. Иногда на контактах рудных тел наблюдаются маломощные (до 6 см) зоны амфиболового и биотит-амфиболового состава с кристаллами граната и убогой сульфидной минерализацией (табл.9).

Минеральный состав первичных руд Маукского месторождения

Минералы	Рудные	Нерудные
Главные	Пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит	Кварц, кальцит, сидерит, роговая обманка, актинолит, биотит, мусковит, хлорит, гранат, сфен, эпидот
Второстепенные	Марказит, галенит, арсенопирит, теннантит, магнетит, кубанит, валлериит, гематит, ильменит	
Редкие	Молибденит, самородные золото и серебро	

В сплошных рудах выделены также минеральные типы: халькопирит-сфалерит-пиритовый, сфалерит-пиритовый, халькопирит-пиритовый, халькопирит-сфалерит-пирит-пирротинный, пирит-сфалерит-магнетит-пиритовый, халькопирит-сфалерит-магнетит-пирротинный. Руды 1-го типа в основном фиксируются в Центральном рудном теле, 2-го – характерны для 2-го Восточного тела, а 3-го – развиты в 3-м Восточном теле. Они отличаются тонкозернистым строением и состоят на 90-95 мас.% из пирротина. Руды 4-го типа содержит примерно в равных количествах пирит и пирротин. Здесь в качестве второстепенных минералов отмечен арсенопирит, *самородные золото и серебро*, теннантит, марказит и магнетит. Нерудные минералы в этом типе руд представлены кварцем, кальцитом, роговой обманкой, биотитом, хлоритом, мусковитом, гранатом, эпидотом, сфеном. Халькопирит-сфалерит-магнетит-пиритовые руды типоморфны для Центрального рудного тела, иногда отмечаются во 2-м Восточном. В этих рудах встречаются роговая обманка, зеленая слюда и хлорит. Руды последнего типа распространены ограниченно; для них характерен пирит. Вкрапленные руды состоят из следующих ассоциаций: сфалерит-пирит, халькопирит-пирит, халькопирит-сфалерит-пирит, сфалерит-магнетит-пирит.

Во всех метаморфизованных колчеданных месторождениях пирротин в первую очередь развивается по халькопириту, затем замещает пирит (Ярош, 1973). Любопытно, что арсенопирит появляется только в пирротинных рудах 3-го Восточного тела, он всегда фиксируется внутри зерен пирротина.

Генезис Маукского месторождения считается вулканогенно-осадочным (Медноколчеданные ..., 1988). Однако положение его в зоне проявления регионального метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации предопределило глубокий метаморфизм руд и вмещающих пород. В связи с этим первичная метасоматическая и рудная зональности в значительной степени уничтожены. По В.А.Марксу (1969), метаморфическая трансформация Маукского месторождения происходила в два этапа. В первый - породы претерпели зеленокаменные изменения. Метаморфические преобразования пород второго этапа были послерудными. Второй этап протекал в две стадии. В раннюю стадию изменения происходили в условиях эпидот-амфиболитовой фации и носили прогрессивный характер. В это время развились такие минералы, как гранат, сине-зеленая роговая обманка, биотит. При этом произошло общее расщелачивание пород. В рудах в это время возникли ассоциации с пирротинном, магнетитом, кубанитом, появились полосчатые и гнейсовидные текстуры. В пирите исчезли зоны роста, появилась зональность. В регрессивную стадию породы подверглись хлоритизации и карбонатизации, а в рудах происходит разложение

Рис 34. Схематическая геологическая карта Маукского месторождения.

По (Медноколчеданные..., 1988):

- 1 - кварциты; 2 - графито-кварцевые сланцы;
- 3 - парагнейсы; 4 - амфиболовые сланцы;
- 5 - амфиболиты; 6 - слюдисто-хлорит-кварцевые сланцы;
- 7 - серицит-кварцевые сланцы; 8 - хлорит-кварцевые сланцы;
- 9 - порфириитоиды; 10 - серпентиниты;
- 11 - пироксениты; 12 - габбро; 13 - граниты;
- 14 - выходы рудных тел на поверхность; 15 - стратиграфический уровень рудных тел, не выходящих на поверхность.

I-I – II-II – разрезы

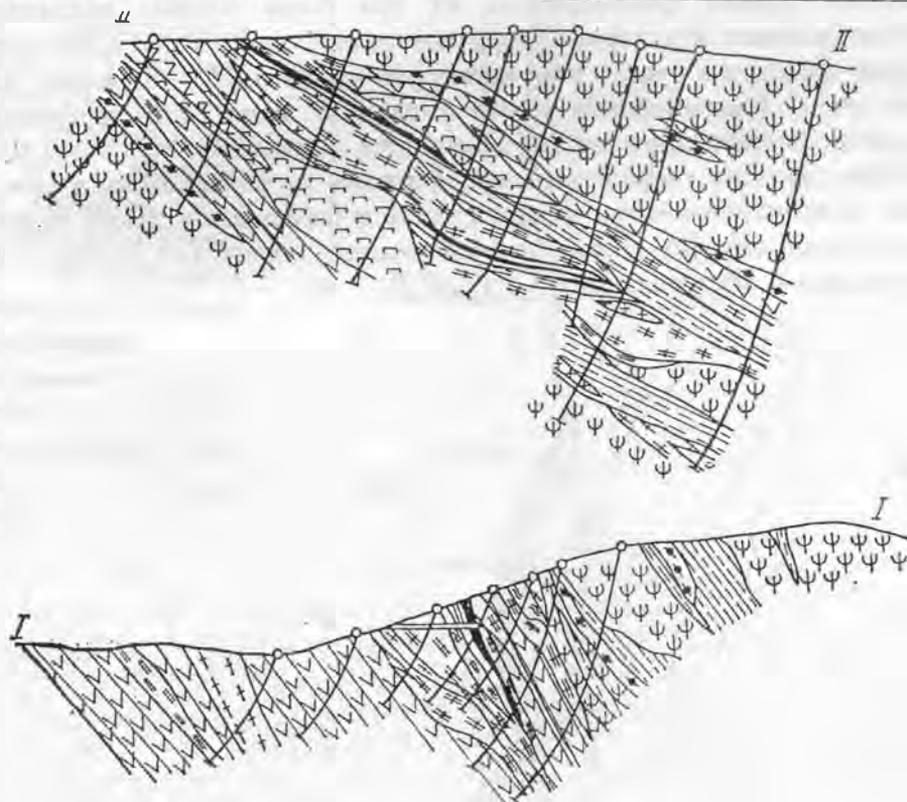
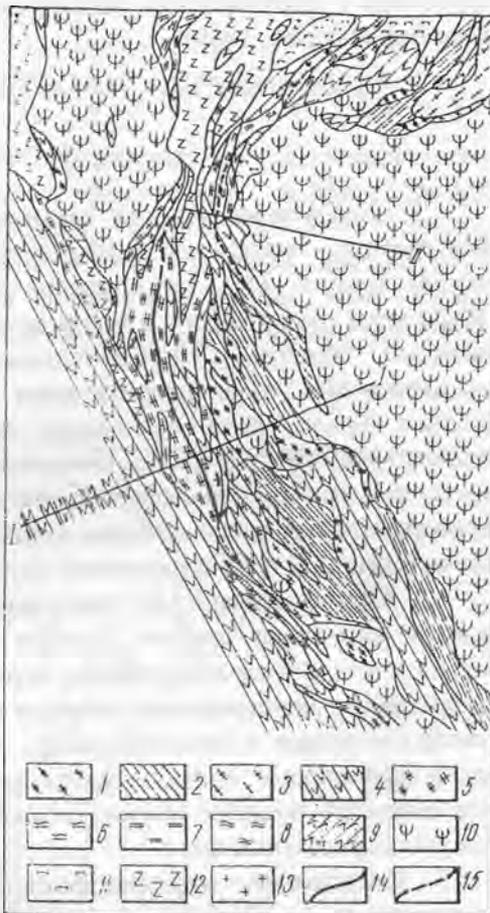


Рис. 35. Схематические геологические разрезы Маукского месторождения.

Условные обозначения те же, что на рис. 34

пирротина с образованием мельниковит-пирита, переходящего в марказит и пирит (Прахова, Рокачев, 1969).

Выводы

1. Типоморфными для океанической геодинамической обстановки являются офиолитовые комплексы. На сегодня их золотоносность оценивается как несущественная. Она представлена собственно золоторудными месторождениями хлограпитов (Золотая гора и проявление Атардагского массива ультрабазитов в Алтае-Саянской области). Незначительные проявления золота в связи с зонами рассланцевания и антигоритизации альпинотипных ультрабазитов известны на Среднем Урале (Верх-Нейвинский массив), на протяжении более 400 км вдоль Серовско-Маукского разлома. Очевидно, указанные проявления и месторождения в той или иной мере могут трансформироваться при более поздних геологических процессах, первостепенными среди которых являются коллизионные. Но это уже не относится к рассматриваемой геодинамической обстановке.

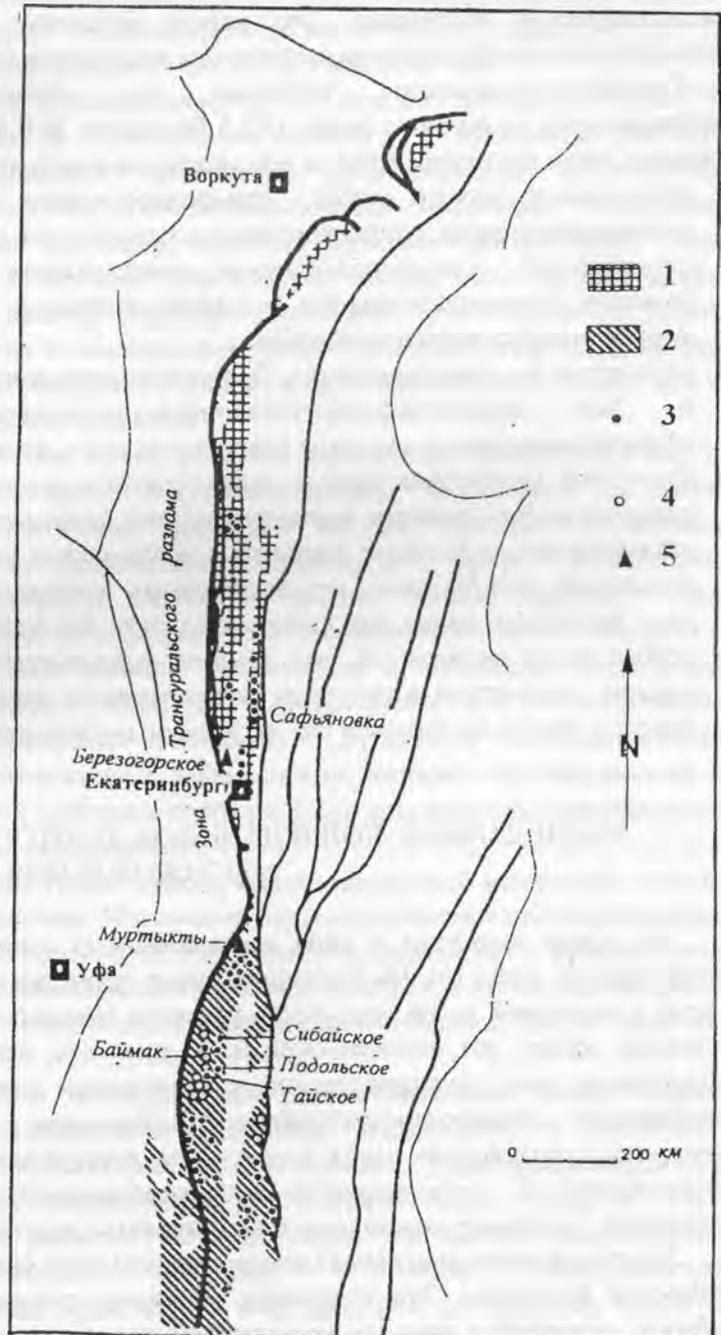
2. Антигоритизация (с образованием магнетита) в ультрабазитовых комплексах развита достаточно широко. Однако золото отмечается далеко не везде. Поэтому следует иметь в виду два момента: первый - антигоритизация ультрабазитов приводит к повышению концентрации золота в них, причем распределение из одномодального трансформируется в полимодальное; второй - существенное увеличение содержания золота происходит лишь в зонах рассланцевания и, как правило, проявлено в метасоматитах поздних гидротермальных процессов - хлоритизации, оталькования, развития серпофита и др.

3. Колчеданные месторождения домбаровского типа отличаются пониженной золотоносностью. Однако трансформация их при более поздних коллизионных процессах обуславливает образование вторичной рудной зональности с укрупнением величины зерен минералов и часто с их метаморфической дифференциацией. Однако рассчитывать на промышленное золото в связи с даже метаморфизованными месторождениями домбаровского типа не приходится. Другое дело, что более поздние гидротермы при развитии гидротермальных процессов по колчеданным рудам и их околорудным метасоматитам могут экстрагировать и переотлагать золото из них. И, конечно же, следует помнить о высоких содержаниях золота (до 10 г/т) в рудах кипрских колчеданных месторождений (см. главу 2).

ЗОЛОТООРУДЕНЕНИЕ ОСТРОВОДУЖНОЙ ОБСТАНОВКИ

Островодужная обстановка обусловила формирование энсиматических вулканических поясов, которые слагаются продуктами дифференциации базальтоидных магм натриевой петрохимической серии. В этих поясах, располагающихся симметрично относительно океанической структуры, локализуются разнообразные (разнотиповые) колчеданные (в широком значении этого слова) золотосодержащие, а также золотосодержащие, а также золотосодержащие медно-порфиновые месторождения (рис.36).

Рис.36. Островодужные вещественные комплексы и ассоциирующие с ними золоторудные и золотосодержащие месторождения.
По (Koroteev et al., 1997):
1 - задуговые и внутри-дуговые вещественные комплексы Тагильской зоны (ранний палеозой);
2 - то же, но Магнитогорской зоны (ранний-средний палеозой); 3 - медно-цинково-колчеданные месторождения уральского типа; 4 - барит-полиметаллические месторождения баймакского типа; 5 - золото-полиметаллические месторождения (тип муртыкты)



Золотоносность колчеданных месторождений существенна: годовое производство золота в регионе в 70-80-х гг. XX столетия, базировавшееся на рудах этих объектов и месторождений кварц-жильного типа, сопоставимо. В 90-х гг. баланс сдвинулся в сторону колчеданных объектов. Что касается медно-порфировых месторождений Урала, то содержание золота в них незначительное (не более 0,2-0,6 г/т). В этом случае речь может идти только о попутной (совместно с медью) добыче золота. Однако на Урале имеется 3 объекта этого типа (Юбилейное, Березняковское, Зеленый Дол), золотое оруденение которых представляет промышленный интерес. Однако во всех трех случаях не обошлось без наложения на медно-порфировую минерализацию оруденения кварц-жильного типа, сопряженного с березит-лиственитовой формацией (Сазонов, Контарь, 1983; Золото..., 1993; Сазонов, Мурзин, Григорьев, 1993 и др.)

В последние годы получены новые данные по геологии Платиноносного пояса Урала, позволившие рассматривать его как образование островодужной геодинамической обстановки. Это нашло отражение на кинематической модели формирования ее структурно-вещественных комплексов (см. рис. 3, знак 4).

Специализированными работами по изучению благороднометальной минерализации названного пояса (Ю.А.Волченко, В.В.Мурзин, В.П.Молошаг и др.) показано, что в настоящее время в нем можно выделить как минимум четыре ее типа:

- 1) *тылаитовый* (изучен слабо) - самородное золото, содержащее до 3 мас.% Ag, установлено в зонах серпентинизации ультрабазитов дунит-тылаитовой серии;
- 2) *качканарский* - золотопалладиевая минерализация, контролируемая участками развития плагиоклазитизации и амфиболитизации в ультрабазитах габбро-норит-ферроклинопироксенитовой серии;
- 3) *волковский (высокосернистый)* - благороднометаллоносные (главным образом Pd и Au) медносульфидно-титаномагнетит-апатитовые руды в габбро, сформировавшиеся в два этапа (магматический и метасоматический);
- 4) *баронский (малосернистый)* - меднозолотопалладиевая минерализация в зонах развития амфиболитизации, антигоритизации, флогопитизации, хлоритизации, редко оталькования на контакте диоритов с волковскими ультрабазитами. Заметим, что, по мнению В.В.Мурзина, нет достаточных оснований для отдельного выделения двух последних типов как самостоятельных. Не видя в этом проблемы, считаем необходимым подчеркнуть, что объекты, представляющие их, отличаются по ряду важных параметров, в том числе существенно по геологической позиции и, как нам представляется, по генезису (см. об этом подробнее ниже).

КОЛЧЕДАННЫЕ, КОЛЧЕДАННО- И ЗОЛОТОПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

На Урале выделены 4 типа колчеданных (в широком значении этого слова) месторождений (табл.10). На Полярном Урале, кроме того, выделен филизчайский тип (к нему с некоторой долей условности отнесено Нижнеталотинское месторождение). В настоящее время нет сомневающихся в том, что все семейство месторождений колчеданного типа пространственно и генетически связано с вулканизмом, с так называемыми вулкано-продуктивными формациями. Причем, сейчас во всех колчеданных провинциях мира установлена корреляция между составом руд этих месторождений и типоморфными петрохимическими чертами рудопродуктивных вулканитов. Сказанное можно проиллюстрировать следующим.

Месторождения кипрского (домбаровского) типа связаны с вулканитами спилит-диабазовой формации. Эти вулканиты образуют крупные поля: в них часты дайки диабазов, отмечаются прослои кремнистых, иногда яшмовидных кремнистых пород. Поля эти контролируются крупными субмеридиональными разломами,

представляющими собой каналы трещинных излияний. Руды месторождений домбаровского типа медные и цинково-медные. Объекты развиты главным образом в Домбаровском и Берчогурском районах (месторождения Весеннее, Летнее, Осеннее). Южного Урала. К этому же типу относятся Бурибайское и Маукское месторождения. Породы рудовмещающего комплекса, месторождений домбаровского типа представлены вулканогенно-осадочными и осадочными отложениями, относящимися к базальт-терригенной и аспидной формациям. Их возраст – ордовикский (Тагильская мегазона) и среднедевонский (Магнитогорская мегазона). Вулканиды, как правило, перекрыты пачками слоистых туффилов, алевролитов, кремнистых пород, андезитобазальтами и базальтами. Рудные тела часто пластовые, сложенные в основном пиритом, халькопиритом с небольшим количеством сфалерита. Текстуры руд – тонковкрапленная, фрамбоидальная, колломорфная и слоистая. Руды содержат 0,03-0,09 мас.% кобальта, а также золото (0,2-0,4 г/т) и теллур (4-8 г/т). Кварц-серицитовые и кварц-хлоритовые метасоматиты развиты только в лежащем боку. В висячем боку их нет. Запасы руды от нескольких сотен тонн до 20 млн т.

Месторождения уральского типа (включает 63 колчеданных месторождения из 93 известных в настоящее время на Урале) локализуются в вулканидах риолит-базальтовой бимодальной формации. Существенная часть формации представлена низкотитанистыми (TiO_2 меньше 1 мас.%) миндалекаменными базальтами, спилитами, гиалокластитами, образующими основание крупных вулканов центрального типа, диаметр которых 15-30 км. В верхних центральных частях этих вулканических построек развиты андезиты, дациты, риолиты. Вулканиды существенно натровые, базальты – толеитовые, а риолиты попадают в известковое поле на диаграмме АФМ. Эта формация возникла на раннеостроводужной стадии в ордовике-силуре в Тагильской и среднем девоне – в Магнитогорской мегазонах.

Основные вулканические сооружения сложены малотитанистыми (0,3-1,0 мас.% TiO_2) базальтами. Они переслаиваются с гиалокластитами и кислыми породами. Мощность вулканических образований достигает 1-2 км. Центры рудоносных вулканических построек включают фельзитовые породы, дациты, риолиты и некоторые другие. В этих породах выделяются следующие фации: потоки, брекчии, туфы, экструзивные и интрузивные тела. Сульфидные тела локализуются главным образом в кислых вулканидах, где они, как правило, встречаются в небольших депрессиях, ассоциируя с горизонтами слоистых туффилов. Интрузии диоритов и плагиогранитов обнаружены в некоторых рудоносных комплексах. Вулканиды колчеданосных формаций перекрываются известняками и алевролитами, которые сформировались в результате эрозии вулканических хребтов и построек. Слои красных яшм встречаются в базальной части этих осадочных образований.

Месторождения уральского типа – линзы, пласты различной мощности, потоки, грибообразные и трубообразные тела. Массивные руды преобладают над прожилково-вкрапленными (последних не более 5-10 об. %). Контакты рудных тел с вмещающими породами резкие, однако в подошвенной части отмечается переход от массивных руд к прожилково-вкрапленным и к метасоматитам кварц-серицитового и хлорит-серицит-кварцевого составов.

Главные рудные минералы месторождений рассматриваемого типа – пирит, халькопирит, сфалерит с подчиненным марказитом, теннантитом и галенитом. Пирротин и борнит отмечены в некоторых месторождениях. Характерная черта руд многих месторождений – их зональность. В наземной части развиты зоны грубозернистых массивных пиритов, которые выше сменяются халькопирит-пиритовыми рудами. Последние переходят в очень тонкозернистые сфалерит-халькопирит-пиритовые руды вблизи выклинок и в контактовых частях с вмещающими породами. Последние руды обогащены Cd, Ge, Ag.

Колчеданные, колчеданно-полиметаллические и золотополиметаллические месторождения Урала

Тип месторождений	Геодинамическая обстановка формирования	Рудоносная формация	Типоморфный состав руд	Примеры месторождений
Кипрский (домбаровский)	Океаническая	Кремнисто-базальтовая (спилит-диабазовая)	Халькопирит-пиритовый (медный)	Летнее, Левобережное, Жарлы-Ата, Маукское
Уральский	Острово-дужная	Натриевая, Толеит-базальтовая	Халькопирит-сфалерит-пиритовый (медно-цинковый)	Гайское, Сибайское, Узельгинское, Учалинское, Красноуральское, Сафьяновское
Баймакский (рудноалтайский, Куроко)	То же	Калий-натриевая, андезит-дацитовая (известково-щелочная)	Барит-полиметаллический	Бакр-Тау, Балты-Тау, Валенторское, Березогорское
Муртыктинский	- « -	Калий-натриевая, андезит-дацитовая (толеитовая)	Золото-полиметаллическая	Муртыкты, Ик-Давлят, Красная жила, отчасти Березогорское

Примечание. Таблица составлена с использованием данных (Медноколчеданные..., 1992, с.10)

В наиболее крупных месторождениях Урала (Подольское, Сибайское, Озерное и др.) мощность рудных тел достигает 100-200 м. Барит и борнит-халькопирит-пиритовые руды установлены на Гайском, Подольском, Молодежном и др. месторождениях. Эти минералы встречаются в зонах брекчирования и рассланцевания.

Рудные тела обычно ограничены интервалами развития кислых вулканитов и могут залегать на нескольких уровнях: на контакте подстилающих и кислых пород (Маканское, Молодежное месторождения и др.), внутри толщи кислых вулканитов (Гайское, Сибайское месторождения), на контакте кислых пород с вышележащими осадочными образованиями (месторождения им. XIX Партсъезда, Узельгинское). Вулканические постройки перекрываются яшмами (Подольское месторождение), вулканомиктовыми песчаниками (Гайское, Молодежное месторождения), известняками (Учалинское месторождение), пироксен-плагноклазовыми порфиритами и туфами (Левихинское месторождение).

КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ (БАРИТ-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ) И ЗОЛОТОПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Данные месторождения установлены в породах андезит-дацитово́й формации (см. табл. 10), тесно ассоциируя с субвулканическими и интрузивными телами кварцевых порфиров, плагиогранитов, кварцевых диоритов. Руды этих месторождений отличаются более высоким отношением цинка к меди, присутствием свинца. Кроме того, в рудах колчеданно-полиметаллических месторождений развит барит; в золотополиметаллических месторождениях, как это показано в разделе, посвященном Ильинскому рудному полю, это обусловлено большей глубиной образования последних).

Территориально эти месторождения развиты в Баймакском, Теренсайском и Карпинско-Павдинском районах и занимают более высокое стратиграфическое положение по сравнению с риолит-базальтовой формацией. Формирование месторождений баймакского типа происходило на этапе зрелой стадии эволюции островной дуги. Формы рудных тел разнообразны: пластовые, линзы, штоки, штокверки, а также крайне неправильные. Однако рудные тела ассоциируют с небольшими телами диоритов, гранитов или дацитов. Последние содержат фенокристаллы кварца до 5-10 мм в диаметре. Жилы барита мощностью до 2 м встречены в месторождениях баймакского типа. Массивные руды составляют не более 50% объема руд (обычно 20-30%). Остальные включают в себя штокверки и прожилково-вкрапленные зоны. Месторождения рассматриваемого типа являются промежуточными между объектами уральского и медно-порфирового типов, главным образом на основе соотношения массивных и прожилково-вкрапленных руд. Руды месторождений баймакского типа отличаются от руд уральского типа большим минеральным разнообразием, а также отношением (от 2 до 5) цинка к меди и содержанием Ва, Ag, Au, Cd. Однако содержание свинца – основного компонента руд – относительно небольшое, он не может экономически выгодно извлекаться из руд.

Кварциты, серицит-кварцевые, барит-серицит-кварцевые, серицит-хлорит-кварцевые и карбонат-серицит-кварцевые метасоматиты развиты в лежащем боку рудных тел (Собко и др., 1973). Зоны частичного изменения боковых пород встречаются над рудными телами. Они представлены баритизацией, серицитизацией, карбонатизацией, гематитизацией, пумпеллитизацией). Участками в этих зонах отмечаются цеолит и пьомонит.

По размерам месторождения баймакского типа небольшие. Отдельные тела могут содержать от 300 тыс. до 5 млн т руды. Cu, Zn, Au, Ag, Pb, Cd, Se, Te, Ge, In, Ва могут извлекаться из руд этих объектов.

В (Золото..., 1993) показано, что золотополиметаллические месторождения связаны с толеитовой субформацией андезит-дацитово́й формации, а колчеданно-полиметаллические – с известково-щелочной. Такой вывод сделан на базе исследований, проведенных А.П.Бахтиной (1985).

Заметим, что базальтовый (диабазовый) медно-цинковый тип колчеданного оруденения широко распространен в срединно-океанических хребтах. Представляющие его объекты связаны с разрывами, субпараллельными этим хребтам. Их медно-цинковые руды обогащены легким изотопом гелия, а также содержат включения углеводородов, образовавшихся из восстановленных ювенильных флюидов. (Медноколчеданные..., 1992, с.177). По геодинамическому режиму (растяжение) эти объекты сходны с колчеданными месторождениями кипрского типа. В обоих случаях формирование магм происходило в условиях легкой дегазации, низкого (в связи с этим) флюидного давления. Обедненность руд месторождений домбаровского типа свинцом

объяснена А.А.Маракушевым (Медноколчеданные...,1993) тем, что остаточные расплавы магм обедняются свинцом за счет связи его в плагиоклазе и обогащаются железом и цинком.

Переход от кремнисто-базальтовой формации к риолит-базальтовой, андезит-дацитовый обусловлен развитием более зрелых вулканогенных структур, в которых начинает превалировать сжатие, повышается флюидальное давление в магматических очагах, вовлекается в магматизм коровый материал. Это, по данным А.А.Маракушева, редуцирует фракционирование плагиоклаза, в остаточных расплавах совместно с цинком начинает появляться свинец. Отмеченные черты развития магматизма усиливаются с переходом к колчеданно- и золотополиметаллическим месторождениям. В связи с этим в породах увеличивается доля К, особенно заметно в средних и кислых породах, количество которых в вулканогенных комплексах нарастает. Этому способствует развитие процессов магматического замещения терригенного сиалического субстрата в ходе разрастания магматических очагов в связи с повышением в них флюидного давления. Магматизм приобретает коровый характер и медно-цинковое колчеданное рудообразование начинает вытесняться полиметаллическим.

На колчеданно-полиметаллических месторождениях установлена зональность: Fe - Cu - Zn - Pb - Ba (Медноколчеданные...,1992, с.184). На золотополиметаллических объектах - то же, но Ba в них, как правило, отсутствует, что обусловлено глубиной формирования последних (см. Бахтина, 1985). Этот ряд зональности - ряд последовательного понижения относительного сродства металлов к сульфидной сере. На указанных и золотополиметаллических месторождениях развито золотое, серебряное, иногда ртутное оруденение. Причем нередко оно фиксируется в самих внешних зонах рудных тел. А.А.Маракушев (Медноколчеданные...,1992) показал, что местоположение этого оруденения в последнем случае определяется теллуридом. Последний способствует удержанию золота в комплексных миграционных формах. В результате золото может долго удерживаться в растворе или мигрировать в наиболее удаленные части рудных тел. Первый вариант, видимо, наиболее характерен для золотополиметаллических объектов, а второй - для колчеданно-полиметаллических. Возможна реализация обоих вариантов на одном объекте (например, Пильненско-Березогорское рудное поле). Таким образом, золото в повышенных (до промышленных масштабов) концентрациях фиксируется в медноколчеданной зоне в ассоциации с пиритом, арсенопиритом, сульфидами меди и в баритовой зоне совместно с серебром (преимущественно в теллуридной форме).

ЗОЛОТОСОДЕРЖАЩИЕ КОЛЧЕДАНЫЕ ОБЪЕКТЫ УРАЛЬСКОГО ТИПА

Сафьяновское месторождение

В последние годы на Урале было открыто и разведано (сейчас оно эксплуатируется открытым способом) Сафьяновское медно-цинково-колчеданное месторождение (Язева и др., 1992). Отличительной чертой этого месторождения является то, что оно расположено в нетрадиционной геологической позиции (рис.36-38), значительно удалено от главных колчеданноносных зон региона (см. рис.36). Этим и обусловлен наш выбор его в качестве объекта-эталона.

Установлено (Язева и др., 1992), что массивы ультрабазитов, габбро и толеитовых базальтов, развитые в пределах района Сафьяновского месторождения, представляют собой субгоризонтальные линзы и небольшие блоки, тектонизированные в основании. Они залегают на девонских вулканитах и каменноугольных известняках,

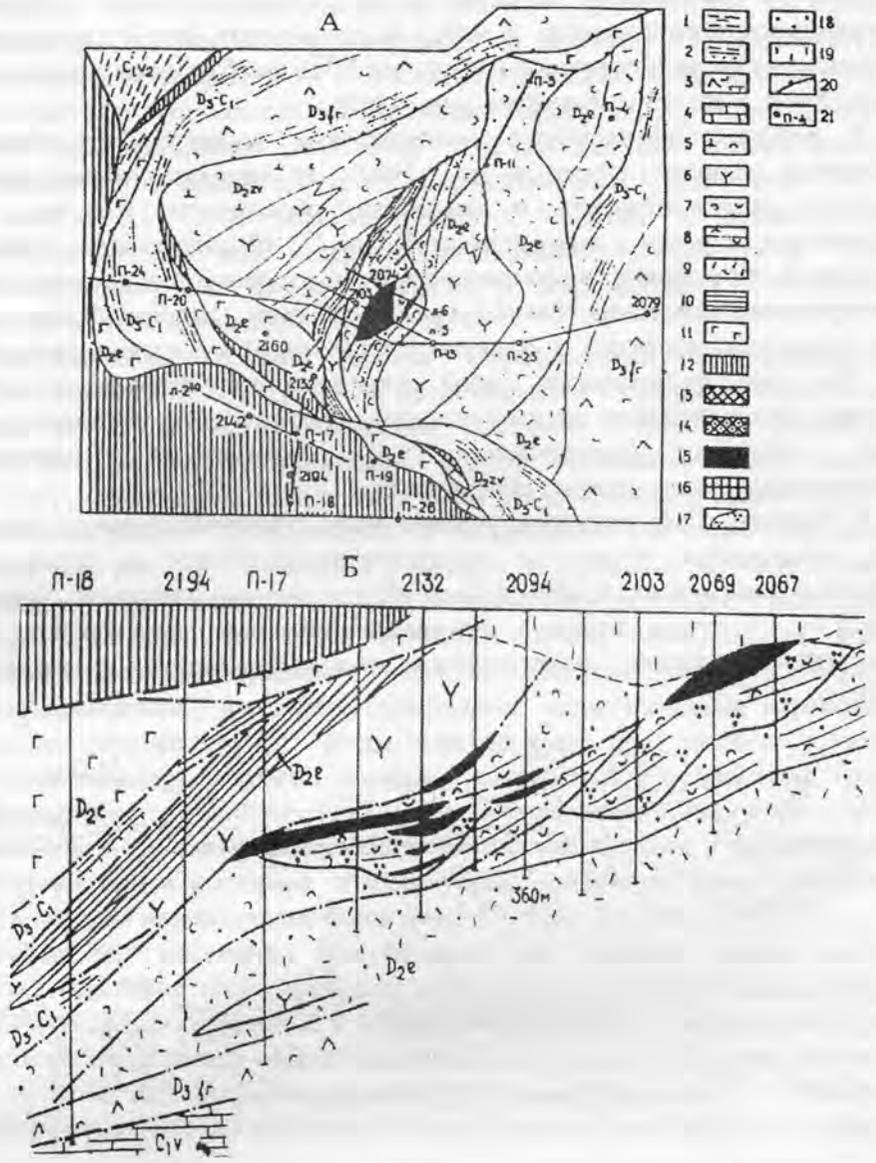


Рис. 37. Сафьяновское медноколчеданное месторождение на Среднем Урале: типоморфные черты геологического строения в плане (А) и в субмеридиональном вертикальном разрезе (Б). По (Коротеев и др., 1997):

1 - кремнистые углеродистые сланцы C_{1v2} ; 2 - флишoidные граувакки, подстилающиеся трахибазальтами $D_{3fm}-C_{1t1}$; 3 - туфы и подстилающие их тефроиды базальтовых и андезит-базальтовых порфиров D_{3fm} ; 4 - известняки; 5 - андезитовые и дацит-андезитовые туфы D_{2gv} ; 6 - субвулканические мегафировые кварцевые риолиты D_{2gv} ; 7 - туфы и лавобрекчии, реже порфировые кварцевые риолиты D_{2e1} ; 8 - пластующиеся кислые тефроиды D_{2e1} ; 9 - дацитовые лавобрекчии и туфы D_{2e1} ; 10 - кварцитовидные сланцы, туффиты, туфопесчаники D_{2e1} ; 11 - спилиты, кератофиры, магниезиальные базальты D_{2e1} ; 12 - серпентинизированные ультрабазиты и габбро Режевского массива; 13 - 19 - только на разрезе: 13 - Cu-Zn массивные сульфидные руды, 14 - Cu массивные сульфидные руды, 15 - богатые Cu сульфидные руды, 16 - сульфидные руды, 17 - прожилковые промышленные руды, 18 - непромышленные вкрапленные руды в метасоматитах, 19 - кора выветривания; 20 - тектонические нарушения; 21 - буровые скважины и их номера

девонских островодужных комплексов на Среднем Урале. “Магнитогорский” (девонский) возрастной уровень и набор вулканогенных фаций для рассматриваемого месторождения были обоснованы в 80-х гг. XX в. на базе новых палеонтологических данных (Язева и др., 1992; Коротеев и др., 1997).

В районе Сафьяновского меторождения выделены следующие геолого-структурные единицы (Язева и др., 1992): а) параавтохтонные допалеозойские комплексы микроконтинента и осадочные образования его чехла (несколько известняковых пластин с возрастом от D_1 до C_2); б) аллохтонные вулканогенные и интрузивные образования, включающие вулканиты юной эпокееанической дуги и ее меланократового основания, бимодальные вулканиты задуговой зоны спрединга, а также вулканиты, интрузии и осадочные (граувакки) комплексы древней островной дуги. Все они представляют собой изолированные фрагменты островодужной структуры, принадлежащие разным ее частям (фронтальным, тыловым, барьерным) и разным стадиям формирования; в) автохтонные (“запечатывающие”) постколлизийные интрузивные образования.

В пределах Сафьяновского рудного поля субвертикальные и крутые падения пород установлены только в вулканогенно-осадочных и углеродсодержащих терригенных комплексах, причем только вблизи молодых разломов. Установлены две причины их появления: первая - раннекаменноугольная коллизия островной дуги и микроконтинента, вторая - раннепермская эпиконтинентальная коллизия (Коротеев и др., 1997).

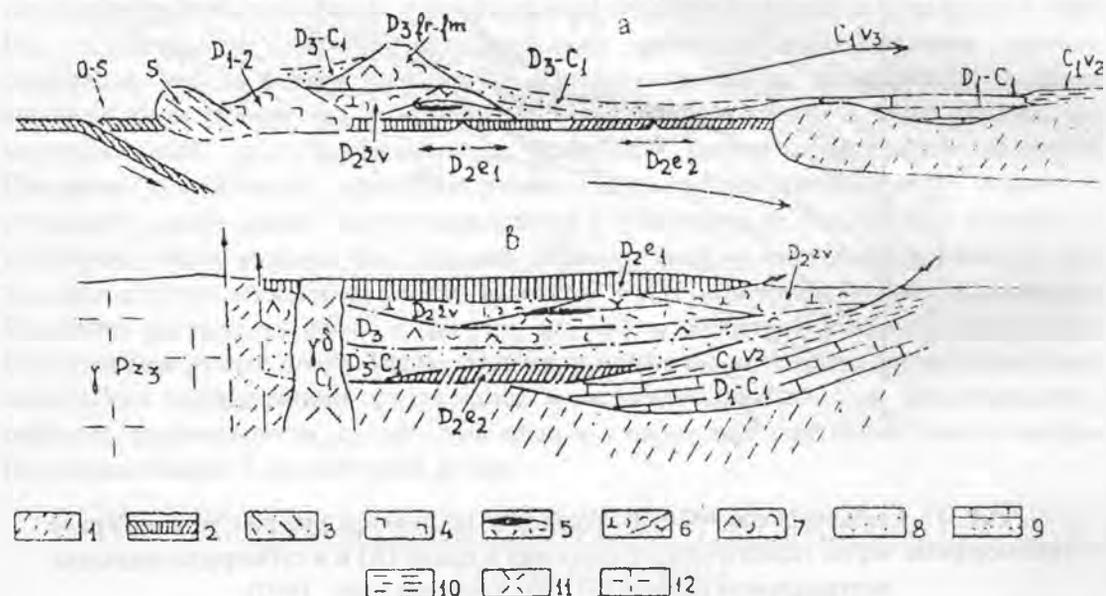


Рис. 38. Реконструкция Режевской островной дуги Среднего Урала (а) и схематизированный вертикальный разрез шарьяжа Режевской зоны (б).

По (Язева и др., 1992):

1 - кора континентального типа (Восточно-Уральский микроконтинент, R); 2 - кора океанического типа (O - S - аналоги поляковского комплекса: D_2e_1 —сафьяновский и режевской спилитовые комплексы, гипербазиты, D_2e_2 - глинский спилит-диабазовый комплекс, гипербазиты); 3 - рассланцованные вулканиты силурийской амагматичной островной дуги; 4 - базальт-порфиритовая формация ирендыкского типа (в аллохтоне - Петрокаменная зона); 5 - кремнекислые вулканиты спилит-кератофировой формации с колчеданными рудами; 6 - андезит-дацитовая формация улутауского типа; 7 - андезит-базальтовая формация; 8 - флишоидно-граувакковая формация зилаирского типа; 9 - платформенные известняки; 10 - угленосная формация; 11 - постколлизийные гранодиориты; 12 - граниты завершающей коллизийной стадии. Стрелки - направления движения блоков земной коры, индексы - время формирования комплексов пород

Современная тектоническая структура района Сафьяновского месторождения представлена на рис. 37. Она была сформирована как результат раннекаменноугольной коллизии девонской островной дуги с Восточно-Уральским микроконтинентом. Это обусловило развитие в дуге пологих поверхностей скалывания, обдукцию офиолитовых комплексов и гравитационное оползание пластин все более древних известково-щелочных вулканитов на осадочный чехол микроконтинента. Скольжение облегчалось наличием пластичных слоев углисто-глинистых сланцев в предколлизиионной угленосной толще среднего визе и серпентинизированных ультрабазитов. При этом параавтохтонные известняки были разрушены и аккретированы с аллохтонными вулканогенными образованиями (см. рис. 37, А, Б).

Стратиграфическая колонка района Сафьяновского месторождения, по последним данным (Коротеев и др., 1997), представляется следующей: офиолиты D_2e_1 ; продуктивный на колчеданное оруденение комплекс того же возраста, как субформация островодужной толеитовой серии; вулканиты андезит-дацитовой формации D_2gv_1 и живетские известняки; туфы базальт-андезит-базальтовой D_3f и трахит-базальтовой $D_3fm - C_1t$ формаций. В современной структуре Сафьяновского месторождения (см. рис. 37, 38) наиболее молодые образования надвинуты на более древние. Шарьяж, развитый в районе месторождения, был подновлен в раннепермское время (265 млн лет, - Язева и др., 1992). Причина подвижек - общеуральская коллизия.

На Сафьяновском месторождении выделены следующие типы руд (Язева и др., 1992): медно-прожилковые, массивные сульфидные, медно-цинковые вкрапленные и богатые медные (рудные столбы). Руды первого типа представлены в основном пиритом и халькопиритом, второго - этими же минералами и сфалеритом, третьего - пиритом, сфалеритом, халькопиритом (встречено самородное низкопробное золото с ртутью, до 12 мас.%, и висмутом, до 1,55 мас.%), четвертого - халькопиритом и пиритом. Установлены следующие температурные интервалы кристаллизации руд (приводятся в порядке перечисления типов руд): 370-520, 225-370, 170-230 и 150-200 °С. Около тел массивных сульфидных руд развиты кварц-серицитовые метасоматиты и частично гидротермально измененные породы. В связи с рудными столбами развиты кварц-хлоритовые и карбонат-хлоритовые метасоматиты. Локально развитые метасоматиты кварц-серицит-карбонатного состава (березиты-листвениты) сопряжены с золотополиметаллической минерализацией. Пострудный динамометаморфизм привел к перераспределению и сегрегации серицита и карбоната.

Дегтярское месторождение

Этот объект выбран в качестве эталонного по двум причинам: 1) он расположен в нестандартной обстановке - в зоне ГУГРа, многоэтапные горизонтальные напряжения обусловили интенсивное рассланцевание околорудных метасоматитов и опрокинутое залегание рудных тел; 2) выработан полностью, проверены все возможные предложения и предположения о площадной и на глубину перспектив колчеданного оруденения, в связи с чем накоплен большой фактический материал по геологической позиции месторождения, его формированию, трансформации, строению зональности руд и сопряженных метасоматитов, вещественному составу руд и др.

Месторождение расположено в 35 км к юго-западу от г. Екатеринбургa. Оно локализовано в зоне перехода Тагильской мегазоны в Магнитогорскую, в наиболее сильно пережатой части Уральского орогена. Вблизи месторождения хорошо представлен разрез вулканогенно-осадочных пород (рис. 39). На западе он граничит с массивом габбро, а на востоке - с гранитным массивом. Серовско-Маукский субмеридиональный разлом разделяет вулканогенно-осадочный разрез на 2 блока: восточный и западный. Западный принадлежит Тагильской мегазоне, а восточный -

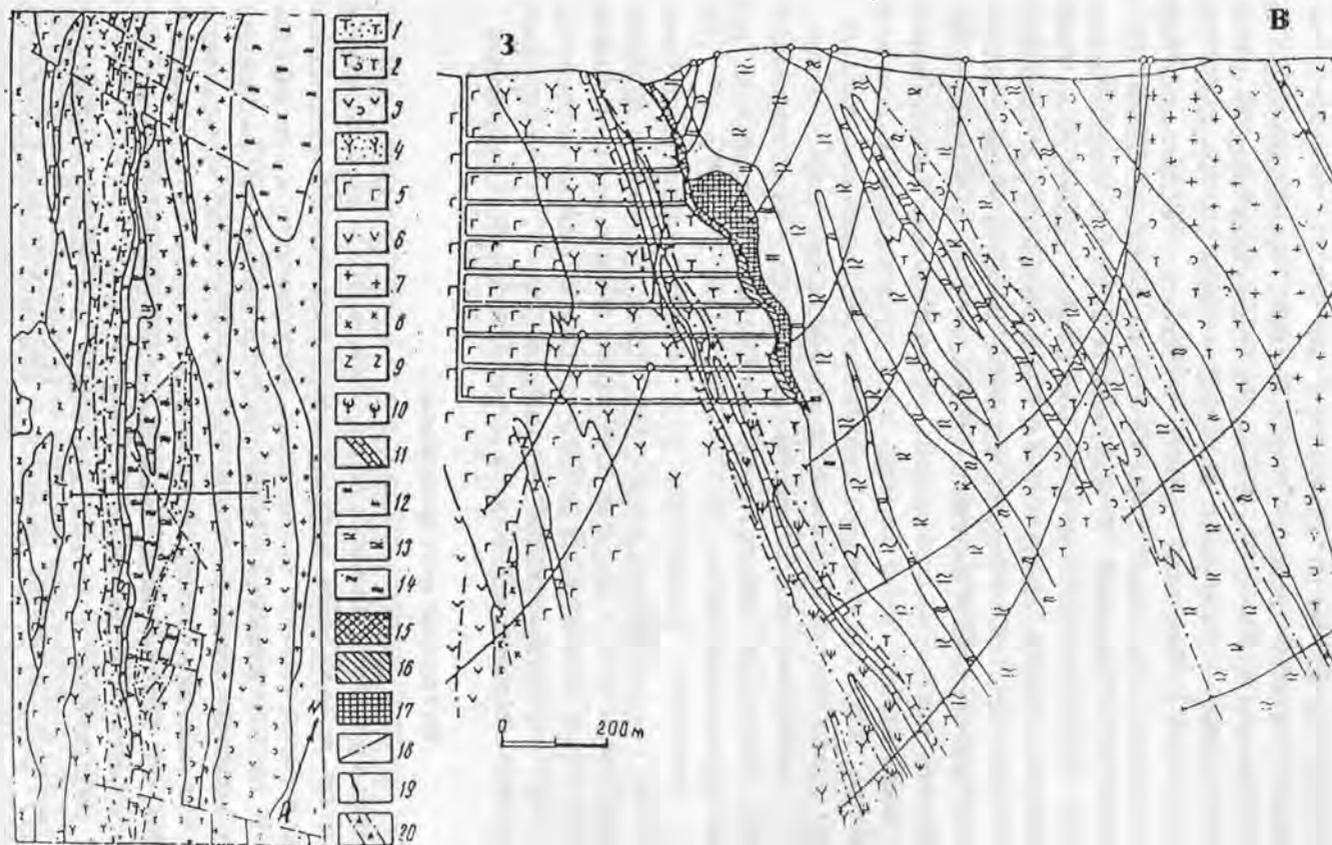


Рис. 39. Геологическое строение Дегтярского золотосодержащего медноколчеданного месторождения.

По П.И.Прокуроновой (Медноколчеданные ..., 1988):

1 - туфопесчаники дацитового состава; 2 - туфы и туфопесчаники дацитового и андезит-дацитового составов; 3 - туфы (от мелкообломочных до агломератовых) смешанного состава; 4 - вулканомиктовые песчаники, туффиты смешанного состава; 5 - базальтовые порфириты; 6 - дацит-андезитовые порфириты; 7 - плагииграниты и плагиигранит-порфиры; 8 - диориты и кварцевые диориты; 9 - габбро; 10 - серпентиниты; 11 - мраморизованные известняки; 12 - 14 - сланцы: кварц-серицитовые (12), кварц-серицит-хлоритовые (13), кварц-хлоритовые (14); 15 - медно-цинковый колчедан; 16 - медистый колчедан; 17 - серный колчедан; 18 - разрывные нарушения; 19 - рудное тело; 20 - Серовско-Маукский (Дегтярский) глубинный разлом

Магнитогорской. Указанный разлом маркируется брекчиями, минерализованными и будинированными породами. Зона разлома включает различные породы: песчаники, известняки, сланцы, серпентиниты, туффиты и диабазы. Западный блок представлен базальтами, гиадокластитамн и туфамн силурийского возраста (см. рис. 39).

К востоку от разлома вулканиты, вулканогенно-осадочные породы и интрузивные тела предположительно девонского возраста. К востоку от разлома выделяются три толщи (в направлении с востока на запад): осадочная, вулканогенно-осадочная, вулканогенная андезит-базальтовая.

Первая толща представлена вулканокластическими песчаниками и алевролитами, известняками и яшмами; вторая - туфами и известняками, с подчиненными потоками базальтов и дацитов. Известняки, туффиты и аргиллиты образуют ритмы. Отдельные породы в ритме могут по мощности колебаться от 5 до 8 м; третья - преимущественно туфами и брекчиями и незначительными потоками. Все упомянутые породы сейчас сланцевые. Сланцеватость совпадает со слоистостью туфов и падает на восток под углом 60-80°.

Сульфидные руды залегают конкордантно между первой и второй пачками пород. Рудное тело согласное с раздувами на глубинах 180 и 380 м. Азимут простирания его 345°, падение крутое 60-90°. Параметры рудного тела: длина 4,8 км, протяженность по падению 0,65 км, падение восточное под углом 60-90°. Средняя мощность тела 10 м, в раздувах мощность возрастает до 120 и 250 м. Деформации рудного тела (складчатость, сбросы, флексуры) встречаются в северной части месторождения на глубине 400-500 м. В лежачем контакте руды контактируют резко с вмещающими породами. Повсюду превращены в кварц-серицитовые сланцы, которые постепенно переходят в кварц-серицит-хлоритовые сланцы. Все сланцы с вкрапленностью пирита. Интенсивность пиритизации нарастает к рудному телу. У контакта встречаются линзы пирита мощностью в несколько метров. Мощность зоны сланцев 500 м в центральной части месторождения и 100 м - на флангах. Ореол сланцеватых метасоматитов окружен зоной частично серицитизированных и эпидотизированных пород, которые развиты со стороны восточного контакта рудного тела.

Выделяются следующие типы руд: 1 - массивные пиритовые; 2 - массивные халькопирит-пиритовые (медные руды); 3 - массивные сфалерит-халькопирит-пиритовые (медно-цинковые руды); 4 - прожилково-вкрапленные халькопирит-пиритовые руды. Медно-цинковые и медные руды распространены недалеко от подошвы рудных тел; пиритовые руды присутствуют только вблизи вмещающих пород, частично внутри раздувов и у южного выклинивания рудных тел. Прожилково-вкрапленные руды встречаются преимущественно во вмещающих породах с южной стороны рудного тела и на пережимах массивных руд.

Основные рудные минералы; пирит, сфалерит, халькопирит, теннантит, реже - галенит, арсенопирит, борнит, аргентит, кубанит, дигенит, станноидит, муассанит, теллуриды золота, самородное золото и серебро, рутил. Нерудные минералы в рудах представлены кварцем, баритом, серицитом. Пирит сильно преобладает в рудах (80-85 об. %), другие сульфиды составляют лишь 4-7, а нерудные минералы - 12-15 об. %.

Наивысшие содержания меди, цинка, золота, серебра и бария встречены в северной и восточной частях рудного тела. Содержание меди также высокое у подошвы рудного тела.

Практически все сейчас считают, что весь Дегтярский блок, включая рудное тело месторождения, перевернут.

Пирит представлен обычно в виде раздробленных зерен неправильной формы. Халькопирит образует ксеноморфные зерна. Прожилки халькопирита обнаружены под микроскопом в зернах пирита. Сегрегации сфалерита также неправильной формы.

Обычно они выполняют пространство между зернами пирита. Теннантит образует тонкозернистые агрегаты изометричной формы.

Дегтярское месторождение сформировалось до деформаций в верхней части слоистого вулканогенно-осадочного комплекса, который был позднее перекрыт песчаниками и известняками.

Переотложение металлов имело место внутри рудного тела, под воздействием кислотного-щелочного градиентного поля. В результате возникла та зональность руд внутри рудного тела, что рассмотрена выше. Позднее под воздействием латерального сжатия возникла складчатость, разломы, изменение положения рудного тела, развитие сланцеватости в околорудно измененных породах. Современное положение рудного тела и ореола околорудных изменений перевернутое.

ЗОЛОТОСОДЕРЖАЩИЕ КОЛЧЕДАНО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ОБЪЕКТЫ БАЙМАКСКОГО ТИПА

Месторождение Бакр-Тау

Расположено в 20 км к юго-западу от г. Баймака и в 100 км к юго-востоку от г. Магнитки. Золотобаритовые жилы (верхняя часть отработана) были здесь известны с начала XX в., а сплошные и прожилково-вкрапленные сульфидные руды, не имеющие выхода на поверхность, открыты в 1950 г. Месторождение приурочено к небольшой брахиантиклинальной структуре, осложняющей западный борт Бакр-Тау - Таш-Тауской кальдерной депрессии, которая представляет собой сильно деформированную вулканическую постройку центрального типа.

Месторождение слагают следующие породы, относящиеся к верхней толще баймак-бурибаевской свиты эйфеля (снизу вверх): 1) экструзивные кварцевые риолитовые порфиры мощностью до 200 м; 2) слоистый горизонт алевритовых, пелитовых, псаммитовых и лапиллиевых туфов, тефроидов кислого и смешанного составов, кремнистых туффитов (40-50 м); 3) андезит-базальтовые порфириты и диабазы с прослоями туфов основного состава (до 100 м); 4) вулканические брекчии смешанного дацитового и андезит-базальтового составов; 5) горизонт яшмовидных кремнистых туффитов (Медноколчеданные..., 1988).

В центральной части, к югу и юго-западу от месторождения, эффузивно-пирокластические толщи прорваны экструзивными и субвулканическими породами кислого состава, занимающими здесь большую часть вулканогенного разреза. По возрасту и составу выделяются ранние (экструзивные) и поздние (субвулканические) кварцевые порфиры. Экструзивные кварцевые порфиры, обладающие мелко- и среднепорфировыми структурами, слагают цепочку небольших куполов на месторождении и к юго-западу от него, вытянутую вдоль древнего магмоконтролирующего разлома субмеридионального простирания. В серии разрезов устанавливается гребневидная форма экструзивных тел, местами приближающаяся к форме обелисков с крутизной склонов до 25-30°. Ранние кварцевые порфиры прорывают слоистый горизонт, но обломки аналогичных им кислых вулканитов (в том числе и превращенных в метасоматиты) встречаются в составе пород слоистого горизонта и в вышележащих вулканических брекчиях, чем определяется относительно древний возраст и экструзивная природа этих образований. Экструзивные породы повсеместно превращены в серицит-кварцевые метасоматиты.

Субвулканические кварцевые риолит-дацитовые порфиры образуют крупный силл, прослеживающийся на поверхности к югу от месторождения на несколько километров. На месторождении это тело выклинивается к северу, образуя несколько пластообразных залежей, основное из которых мощностью 50-100 м внедрилось по границе экструзивных куполов с породами слоистого горизонта. Многочисленные апофизы субвулканического тела, следуя по разрывным нарушениям северо-западного

простираются, прорывают вышележащие породы. В расчистках и канавах зафиксированы активные контакты субвулканических пород с экструзивными образованиями.

Петрографически субвулканические кварцевые порфиры отличаются от экструзивных крупнопорфировыми и мегпорфировыми структурами (размер вкрапленников кварца и плагиоклаза от 2-5 до 7-10 мм), присутствием фенокристаллов роговой обманки, лучшей раскристаллизованностью основной массы, а также более основным составом, варьирующим от дацитов до риолито-дацитов. Субвулканические породы изменены значительно слабее. Обычно они имеют гематитизированную основную массу. В отдельных блоках, в апикальной части силла и вдоль швов разрывных нарушений эти породы превращены в монокварцевые, серицит-кварцевые и хлорит-кварцевые метасоматиты.

Основные черты современной структуры рудного поля и месторождения определяются, наряду с рассмотренными палеовулканическими элементами, взбросом по Главному разлому с амплитудой до 250-300 м, обусловившим образование приразломных складок и мелких блоков, ограниченных оперяющими трещинами субширотного и субмеридионального простирания. В пределах основного рудоносного блока, расположенного в лежачем боку Главного разлома, установлена складчатая пара синклиналь-антиклиналь, осложненная более мелкими складками. Оси складок параллельны Главному разлому, вблизи него элементы складчатой структуры наиболее напряжены, встречаются изоклиналильные складки с запрокинутыми крыльями, ориентированные параллельно Главному разлому (рис. 40).

Главный разлом (азимут простирания 320-325°, падение северо-восточное, угол 45-50°) представлен зоной интенсивного многократного дробления и расщепления основных эффузивов мощностью 20-25 м. В нее проникают апофизы субвулканических пород. В лежачем и висячем боку Главный разлом сопровождается трещинами оперения. Анализ структурных элементов разлома и мелкой тектонической трещиноватости показал, что нарушение формировалось в несколько стадий: 1) на ранней стадии до внедрения субвулканического тела по Главному разлому образовался сброс, сопровождающийся крутопадающими оперяющими трещинами (азимут простирания 330-340°, падения северо-восточное 55-85°), которые прослеживаются в эффузивных и пирокластических породах, но срезаются контактом субвулканического тела; 2) на промежуточной стадии по разлому произошло внедрение апофиз субвулканических порфиров; 3) на поздних стадиях, в условиях прогрессирующего сжатия, происходили взбросовые движения, обусловившие формирование оперяющих трещин (азимут простирания 290-310°, падение северо-восточное 30-40°; азимут простирания 275-200°, падение северное 65-75° и южное 50-55°). Субмеридиональные разрывные нарушения, представленные зонами смятия, интенсивного расщепления и будинажа мощностью 7-15 м с крутым восточным падением, приурочены к контактам экструзивных и субвулканических пород. Формирование субмеридиональных зон смятия происходило после внедрения субвулканического тела, но наиболее поздние движения по Главному разлому были моложе этих зон. В позднюю стадию формирования структуры месторождения образовалось разрывное нарушение северо-восточного простирания, северо-западного падения под углом 70-90°, пересекающее все вмещающие породы и руды.

На месторождении известно три рудных тела. Рудные тела 1 и 2, сложенные в основном сплошными цинково-медными рудами, залегают среди вулканогенно-осадочных, пирокластических и экструзивных пород, а рудное тело 3, сложенное преимущественно прожилково-вкрапленными полиметаллическими, цинковыми и барит-полиметаллическими рудами, приурочено к эндоконтактовой апикальной части субвулканического тела (см. рис. 40).

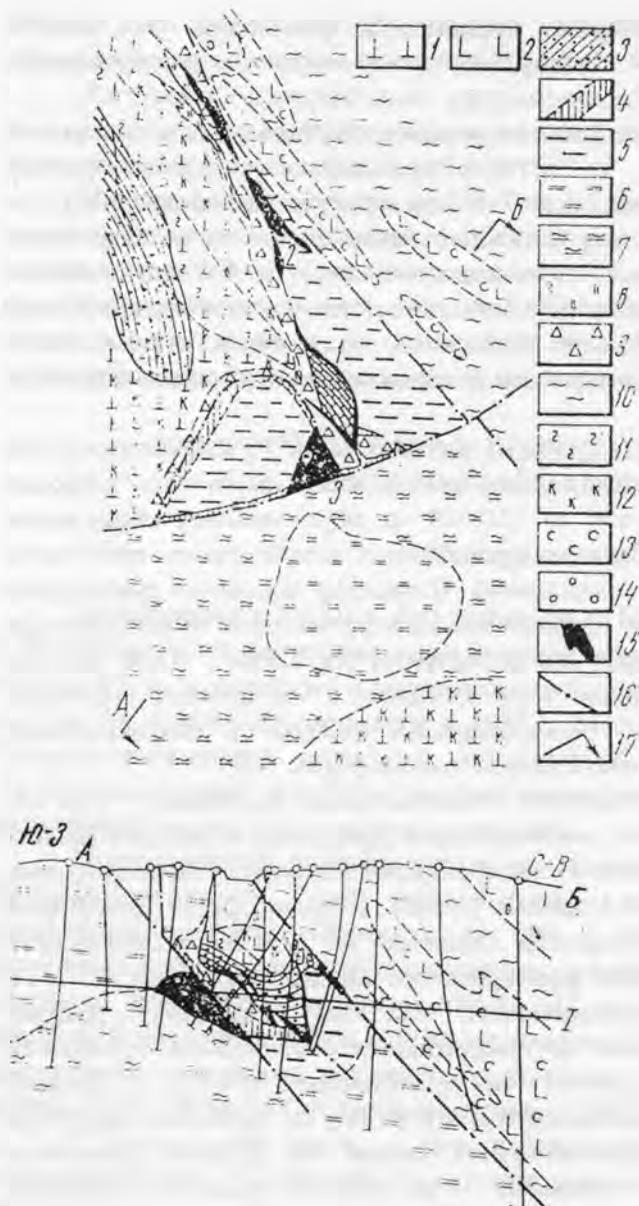


Рис. 40. Схематический геологический план горизонта 1-1 и геологический разрез месторождения Бакр-Тау.

1 - субвулканические риолит-дацитовые порфиры; 2 - эффузивы основного состава; 3 - слоистые вулканогенно-осадочные породы; 4-10 - метасоматиты: 4 - хлоритовые, карбонато-хлоритовые, 5 - вторичные кварциты, 6 - серицито-кварцевые, 7 - хлорит-серицит-кварцевые, 8 - карбонат-хлорит-кварцевые (по основным эффузивам), 9 - карбонат-серицит-хлорит-кварцевые (по риолит-дацитовым порфирам), 10 - серицит-хлорит-кварцевые (по основным эффузивам); 11 - гематитизация; 12 - карбонатизация; 13 - серицитизация; 14 - окварцевание; 15 - рудные тела (1-3); 16 - разрывные нарушения; 17 - линия геологического разреза

Рудное тело 1 имеет жилообразную форму. Оно целиком залегает внутри осадочно-вулканогенных пород, по простиранию вытянуто параллельно Главному разлому. В центральных поперечных сечениях оно имеет форму неправильного остроугольного треугольника, обращенного вершиной вверх. В верхней части рудное тело залегает согласно со смятыми в складки слоистыми породами, а по падению контакты его следуют вдоль ранних трещин оперения Главного разлома. Характерная особенность этого рудного тела - резкое ограничение массивных руд интрузивным контактом субвулканического тела. Подстилающие руду субвулканические кварцевые порфиры не содержат значительных гидротермальных изменений, а ранние трещины, контролирующие контакты рудного тела, в субвулканические породы не прослеживаются.

Рудное тело 2, также вытянутое по простиранию в северо-западном направлении, залегает в зоне Главного разлома параллельно рудному направлению, залегает в зоне Главного разлома параллельно рудному телу 1, северо-восточнее его, соединяясь с ним в центральных сечениях. Форма и структурное положение рудного тела сложные. Юго-западный контакт резкий, почти вертикальный. По нему сплошные руды субсогласно контактируют с деформированными слоистыми осадочно-вулканогенными породами. В

северо-восточном контакте рудное тело расщепляется на серию апофиз сплошных и вкрапленных руд, залегающих согласно с тектоническими элементами Главного разлома и оперяющих его крутых трещин. По простиранию также наблюдается "пальцевание" рудного тела и смена сплошных руд вкрапленными.

Слагающие рудное тело 3 прожилково-вкрапленные полиметаллические руды (см. рис. 40) приурочены к куполовидному выступу кровли субвулканических кварцевых порфиров. Рудный блок с юга ограничен субширотной, с востока - субмеридиональной тектоническими зонами. Вдоль этих ограничений, а также непосредственно в контакте субвулканического тела с вмещающими породами развиты маломощные жилы и линзы сплошных и густовкрапленных полиметаллических руд.

Прожилково-вкрапленные руды составляют почти половину запасов месторождения. Они развиты в основном в субвулканических порфирах вдоль разрывных нарушений и в зонах блоков объемного брекчирования.

Таким образом, в размещении руд месторождения Бакр-Тау важную роль играли элементы разрывной тектоники, развитые вдоль контакта кислых вулканитов с основными эффузивами и туфогенно-осадочными породами. Немаловажную роль играл литологический фактор. Так, основная масса сульфидов тяготеет к риолит-дацитовым порфирам, практически отсутствуя в породах основного состава.

Главные рудные минералы месторождения - сфалерит, халькопирит, галенит и пирит. К второстепенным относятся халькозин, борнит, ковеллин (гипогенные), теннантит, арсенопирит и штромейерит. Изредка встречаются аргентит, бетехтинит, гематит, германит, гессит, гетит, молибденит, самородное золото и серебро, теллуровисмутит. В качестве минералов присутствуют барит, кварц, хлорит, кальцит, серицит.

В сплошных рудах различаются пиритовый, сфалерит-халькопирит-пиритовый, сфалеритовый, галенит-сфалеритовый, борнитсодержащий полиминеральный и баритовый минеральные типы. Среди прожилково-вкрапленных выделяются халькопирит-галенит-сфалеритовый с хлоритом, кальцитом, баритом и халькопирит-пиритовый с кварцем минеральные типы.

Пиритовые руды представляют зернистый агрегат пирита (70-80 мас. %) с кварцем, серицитом и хлоритом. Они тяготеют к всяческому и лежащему бокам рудных тел и к местам выклинивания руд более сложного состава. Пиритовая руда характеризуется неавномернозернистым строением, широким катаклазом зерен пирита.

Сфалерит-халькопирит-пиритовые руды преобладают среди сплошного колчедана. Содержание в них пирита 45-50, халькопирита - до 35, сфалерита - до 10, нерудных минералов 5-10 мас. %. В них присутствуют также теннантит, галенит, самородное золото, халькозин, ковеллин, пирротин, арсенопирит, гематит и молибденит. Руды этого типа обладают массивной, полосчатой линзовидно-полосчатой и петельчатой (жильной) текстурами. Полосчатое строение отчетливо выражено на выклинках и в приконтактных частях рудных линз. Полосчатость обусловлена чередованием вытянутых агрегатов сфалеритового, халькопирит-пиритового и пирит-кварцевого составов. Руды жильной и петельчатой текстур характеризуются тем, что сфалеритовый агрегат слагает жилообразные скопления в халькопирит-пиритовой массе. В агрегате сфалерит-халькопирит-пиритовых руд встречаются катакластическая, гипидиоморфнозернистая, субграфическая, эмульсионная и решетчатая структуры. В описываемых рудах совмещены пиритовый, халькопирит-пиритовый и сфалеритовый минеральные парагенезисы.

Сфалеритовые руды характеризуются широкой вариацией состава. В них присутствуют сфалерит (до 50), халькопирит (10-35) и пирит (до 10 мас. %), арсенопирит и пирротин. Сфалеритовые руды обладают массивной, полосчатой, неравномернозернистой и брекчеевидной текстурами. Полосчатая текстура выражена неотчетливо, так как она обусловлена субпараллельной ориентировкой линзовидных

струйчатых скоплений халькопирита в сфалеритовом агрегате с нечеткими границами. Сплошные сфалеритовые руды нередко чередуются с брекчиевидными разностями, содержащими обломки интенсивно окварцованных пелитовых и алевритовых туфов размером до 10-15 см. Обломки хорошо сохранили слоистую текстуру. Среди этого типа руд встречаются разности с унаследованной обломочной текстурой. В сфалеритовых рудах широкое развитие получили субграфическая, эмульсионная, пластинчатая, решетчатая структуры, а также структуры срастания сфалерита с халькопиритом, напоминающие продукты распада твердых растворов.

Галенит-сфалеритовый тип оруденения имеет ограниченное распространение. Содержание сфалерита в нем 50-60, галенита 15-25, халькопирита до 10 мас. %. Присутствуют также теннантит, пирит, самородное золото, штрмейерит, ковеллин, аргентит, германит, бетехтинит. Нерудные минералы представлены кварцем, хлоритом, кальцитом, баритом и серицитом. Для данного типа руд характерно неравномернозернистое строение, выраженное чередованием мелко- и крупнозернистых агрегатов сфалерита с галенитом, что придает руде нечеткое полосчатое строение. В целом по составу и строению агрегатов сфалеритовый и галенит-сфалеритовый типы руд сходны. Последний выделен по относительно высокому содержанию галенита. Структура галенит-сфалеритовых руд в основном гипидиоморфнозернистая.

Борнитосодержащие полиминеральные руды значительно меньше распространены, чем описанные типы руд. Эти руды в виде узкой полосы прослеживаются в рудах галенит-сфалеритового и сфалерит-халькопирит-пиритового состава. Ассоциация борнита с штрмейеритом, аргентитом, ковеллином, германитом - их отличительная черта. Появление борнита в рудах сопровождается увеличением количества пирита.

Баритовые руды пространственно тесно связаны с сульфидами и содержат их примесь. Встречаются жилкообразные и линзовидные скопления барита мощностью 20-60 см, приуроченные к контакту субвулканических риолит-дацитовых порфиров со слоистыми туфогенно-осадочными породами. Баритовые руды содержат небольшую примесь галенита, сфалерита, халькопирита, хлорита, серицита. Мономинеральные баритовые руды, удаленные от сульфидных, обладают массивной текстурой. В местах выклинивания сульфидных линз руды имеют полосчатое строение, обусловленное чередованием полос сульфидного и баритового агрегатов.

Прожилково-вкрапленные руды подразделяются на два типа: 1) руды, приуроченные к зонам расщепления вдоль разрывных нарушений; 2) штокверковое оруденение в зонах объемного брекчирования, ограниченных разрывными нарушениями. В первом случае сульфиды слагают узкие извилистые полоски, реже линзы и скопления более изометричной формы незначительных размеров, согласно со сланцеватостью. В составе руд присутствуют сфалерит, галенит, халькопирит, теннантит, самородное золото, теллуриды серебра. Вдоль нарушения бедные сульфидными пережимы зон оруденения сменяются богатыми рудами, переходящими в небольшие линзы сплошных сульфидов.

Второй тип оруденения характеризуется низким содержанием полезных компонентов. Сульфиды, образующие метасоматические жилки вдоль трещин дробления, представлены пиритом с примесью халькопирита, сфалерита и других минералов.

Общая тенденция изменения состава руд по вертикали и латерали сводится к смене ассоциаций пирита с кварцем и пиррофиллитом нижних тыловых зон рудами халькопирит-пиритового и сфалеритового парагенезисов в верхних (фронтальных) частях рудных тел. Фронтальные части рудных тел обогащены сфалеритом, галенитом, борнитом, минералами золота и серебра, хлоритом, карбонатами и баритом. Баритовые руды замыкают общую колонку зональности. Зональность по латерали, как и по вертикали, асимметричная и выражена в изменении состава руд в той же

последовательности с юга на север. Зональность рудная хорошо коррелируется с зональностью околорудного метасоматоза вмещающих пород

Во вмещающих породах интенсивно проявились метасоматические превращения с широким развитием кварца, серицита, хлорита, карбонатов, пирофиллита и барита (табл.11). Переход от зон метасоматических пород, состоящих целиком из новообразованных минералов, к регионально метаморфизованным породам постепенный. Поэтому между метасоматическими породами и породами регионального метаморфизма прослеживаются зоны с частичными изменениями.

Строение ореола метасоматических изменений вмещающих пород сложное. Степень деформации и дробления пород в различных блоках различна, соответственно и гидротермально-метасоматические изменения в них проявлены неодинаково.

Метасоматические породы слагают внутренние зоны ореола околорудных изменений, где наблюдается смена минеральных фаций в следующей последовательности (от тыловых к фронтальным): хлорит-серицит-кварцевые - серицит-кварцевые (по кислым вулканитам), серицит-хлорит-кварцевые (по основным эффузивам и их туфам) - вторичные кварциты - хлоритовые - карбонат-серицит-хлорит-кварцево-рудные залежи - зона карбонатизации (серицитизации) - гематизации (окварцевания). Рудные тела сплошных сульфидов располагаются вдоль контакта метасоматических пород с частично измененными породами, а также по контактам субвулканических риолит-дацитовых порфиров с основными эффузивами и с туфогенно-осадочными слоистыми породами.

С учетом описанных взаимоотношений рудных тел с вмещающими породами, тектоническими нарушениями и зональности рудных тел и околорудных изменений, можно предполагать, что рудообразование имело место преимущественно после внедрения субвулканических тел. Сульфиды отлагались из гидротермальных растворов, производных глубинного магматического источника, комагматичного рудовмещающим вулканитам, в структурно и литологически благоприятных участках разреза преимущественно гидротермально-метасоматическим способом. Возможно, что рудная минерализация, ассоциирующая со слоистым горизонтом туфогенно-осадочных пород, является гидротермально-осадочной. Позднее на нее наложились гидротермально-метасоматические процессы.

Эпигенетичность основной части колчеданного оруденения по отношению к вмещающим породам доказывается локализацией колчеданной руды в субвулканических породах риолит-дацитового состава, прорывающих эффузивные и туфогенно-осадочные породы основного состава. Отдельные колчеданные линзы приурочены к разрывам, секущим слоистость туфогенно-осадочной толщи. Многие линзовидные тела сплошного колчедана залегают вдоль Главного разрывного нарушения. Прожилково-вкрапленные, отчасти и сплошные руды приурочены к брекчиям мегафиров и туфогенно-осадочных пород, в которых сульфиды и жильные минералы слагают цементирующий агрегат.

В описанной схеме зональности метасоматических пород рудные тела залегают между метасоматическими и частично измененными породами. Рудные линзы в колонке метасоматитов занимают определенное место. Отсюда следует вывод о том, что руды и метасоматические породы являются элементами единой рудно-метасоматической колонки, возникшей в результате гидротермального процесса. Рудные тела располагаются между зонами интенсивного кислотного выщелачивания (вторичные кварциты с пирофиллитом и пиритом) и зонами отложения более основных минералов (хлорит-серицит-карбонат-альбитового состава). Таким образом, колчеданная зона ограничена минералами с кислотными свойствами с тыловой стороны и основными свойствами - с фронтальной.

Околорудный метасоматоз на месторождении Бакр-Тау

Тип и степень изменения пород		Зона	Минеральный состав	
			основные минералы	второстепенные
Частичный метасоматоз		Окварцевания	Альбит, хлорит, кварц	Серицит, кальцит, пирит, эпидот
		Гематитизации	Альбит, кварц, хлорит, кальцит, серицит, гематит	Пирит
		Карбонатизации	Альбит, кварц, хлорит, Кальцит, серицит	Пирит, лейкоксен
		Серицитизации	Альбит, хлорит, серицит, кварц	Кальцит, пирит, лейкоксен
Полный метасоматоз	По субвулканическим риолитам и дацитам	Карбонат-серицит-хлорит-кварцевая	Кварц, серицит, хлорит-пеннин, кальцит	Гематит, апатит, пирит
		Хлоритовая	Хлорит-пеннин, кальцит	Кварц, кальцит, барит, галенит, сфалерит, халькопирит, пирит, серицит
		Вторичных Кварцитов	Кварц, серицит, пирофиллит, пирит	Хлорит, барит, кальцит, апатит, халькопирит, сфалерит, галенит
		Серицит-Кварцевая	Кварц, серицит	Хлорит, апатит, кальцит, пирит, халькопирит, сфалерит
		Серицит-кварцевая с баритом	Кварц, серицит, барит	
		Хлорит-серицит-Кварцевая	Хлорит, серицит, кварц	Кальцит, пирит, халькопирит
	По основным эффузивам и туфогенно осадочным породам	Карбонат-серицит-хлорит-кварцевая	Хлорит (прохлорит), кальцит, кварц, серицит	Барит, пирит, гематит
		Серицит-хлорит-кварцевая	Хлорит, серицит, кварц	Пирит, кальцит

Широкое развитие структур распада (пластинчатой, решетчатой, эмульсионной) в паре халькопирит – сфалерит может свидетельствовать о существовании высоких температур (выше 350-400 °С). Наряду с этим в рудах присутствуют низкотемпературная ассоциация штрмейерит+ковеллин, штрмейерит+халькопирит, указывающие на более низкую (около 100 °С) температуру кристаллизации на заключительных стадиях рудоотложения. Абсолютный возраст (К-Аг метод) серицитизированных диабазов 397, для кварцевых порфиров - 375 млн лет.

ГЕТЕРОГЕННЫЕ ЗОЛОТОПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В этом разделе рассматриваются месторождения *Муртыкты, Пильненско-Березогорское, Мелентьевское, Куросан, Александринское*, руды которых отличаются повышенной золото- и часто сереброносностью. Объекты с первого по четвертый эксплуатировались как золоторудные, а пятый (Александринское месторождение) отрабатывается как комплексный (Cu и Au – главные элементы). Все названные месторождения являются гетерогенными, сформированными, как минимум, в две стадии (этапа) или же в одну, но позднее преобразованными (табл. 12).

Таблица 12

Гетерогенность некоторых золотоносных сульфидных месторождений Урала

Месторождение	Признаки гетерогенности	Формация околорудных метасоматитов	Источник информации
Муртыкты	Ранние руды – типичные образования для колчеданных объектов уральского типа, а поздние – золотополиметаллические	Ранняя – кварц-серицитовая, поздняя – березит-лиственитовая	Сазонов и др. (1999)
Пильненско-Березогорское	Ранние руды – типичные для колчеданно-полиметаллических объектов, поздние – для золотополиметаллических	То же (поздняя – продукт коллизии)	Сазонов (1984); Сазонов, Мурзин (1992)
Мелентьевское	То же	То же	Сазонов, Мурзин (1992); Сазонов и др. (1999)
Куросанское	Ранние руды – типичные образования для колчеданных объектов уральского типа, а поздние – золотополиметаллические	Ранняя кварц-серицитовая, поздняя – березит-лиственитовая. Характерно присутствие адуляра	Шмидт (1961); Сазонов и др. (1999)
Александринское	Обладает признаками месторождений уральского и баймакского типов	Кварц-серицитовая; Метасоматиты трансформированы процессом коллизии (C ₁)	Тесалина и др. (1998)

В работе (Сурин, Мосейчук, 2001) Куросанское месторождение отнесено к объектам золотосеребряной формации на основе того, что в его околорудных метасоматитах развит адуляр – индикатор малой глубинности процесса минералообразования. В работе (Сазонов и др., 1999) показано, что этот объект полигенный и что для золотополиметаллической минерализации его типоморфны метасоматиты березит-лиственитовой формации (кстати, их наличие здесь Т.Н.Сурин не отрицает), которые для месторождений золотосеребряного типа не характерны.

Ильинское рудное поле

Ильинское рудное поле включает месторождения Муртыкты, Ик-Давлет и ряд золотопроявлений в северной части поля. Золотополиметаллическая минерализация известна с 1890 г., тогда была открыта золоторудная зона месторождения Муртыкты. Периодически до 1952 г. последнее месторождение обрабатывалось открытым способом. В указанном году в связи с извлечением существенной части окисленных руд было законсервировано. В 60-х годах XX в. на основе рекомендаций Ю.М. Ваградяна и др. (1968) в пределах Ильинского поля выполнены поисково-разведочные работы (М.В.Смирнов и др., 1969-1977 гг.). В результате была открыта Промежуточная рудная зона. В 1979-1983 гг. Ю.П. Меньшиковым и Э.О.Олиным был выполнен комплекс работ по оценке золотоносности флангов и переоценке центральной части месторождения Муртыкты. Их усилиями Ильинское рудное поле выдвинулось в разряд крупных и перспективных золоторудных объектов в Уральском регионе. В 1974-1976 гг. месторождение Муртыкты изучал В.Н.Сазонов. Им были просмотрены геологические разрезы, в которых отчетливо наблюдалось, как зоны золотополиметаллической минерализации отчетливо рассекают колчеданосные “слои”. То есть отчетливо подтвердился полигенный характер руд, развитых на месторождении Муртыкты. Сразу же стало ясно, что этот объект не принадлежит к медноколчеданным и колчеданно-полиметаллическим. От вторых он отличается главным образом околорудными метасоматитами. На месторождении они принадлежат березит-лиственитовой, а на колчеданно-полиметаллических объектах кварц-серицитовой формациям. Генетическая связь золотополиметаллической минерализации с гранитами, развиваемая М.Б. Бородаевской (1965) не была бесспорной, что обуславливалось двумя причинами: отсутствием гранитов в районе и установленной связью золотополиметаллического оруденения в других районах с кислыми членами андезит-дацитовой формации (Червяковский, Нечехин, Мельникова, 1975; Сазонов и др., 1977). С целью выяснения типоморфных черт месторождения Муртыкты: время образования, связь с магматизмом, состав и строение рудных тел и сопряженных метасоматитов А.П.Бахтиной (1985) - было выполнено специальное исследование. Нижеследующий очерк Ильинского рудного поля составлен в существенной мере на базе ее данных. Месторождение Муртыкты представлено мощными (от первых дециметров до 30-60 метров) рудными зонами развития золотополиметаллической минерализации северо-восточного простирания (рис. 41) с крутым северо-западным падением. Рудные зоны отчетливо контролируются зонами разломов, в которых интенсивно проявлено дробление, реже расланцевание и интенсивная гидротермально-метасоматическая переработка пород.

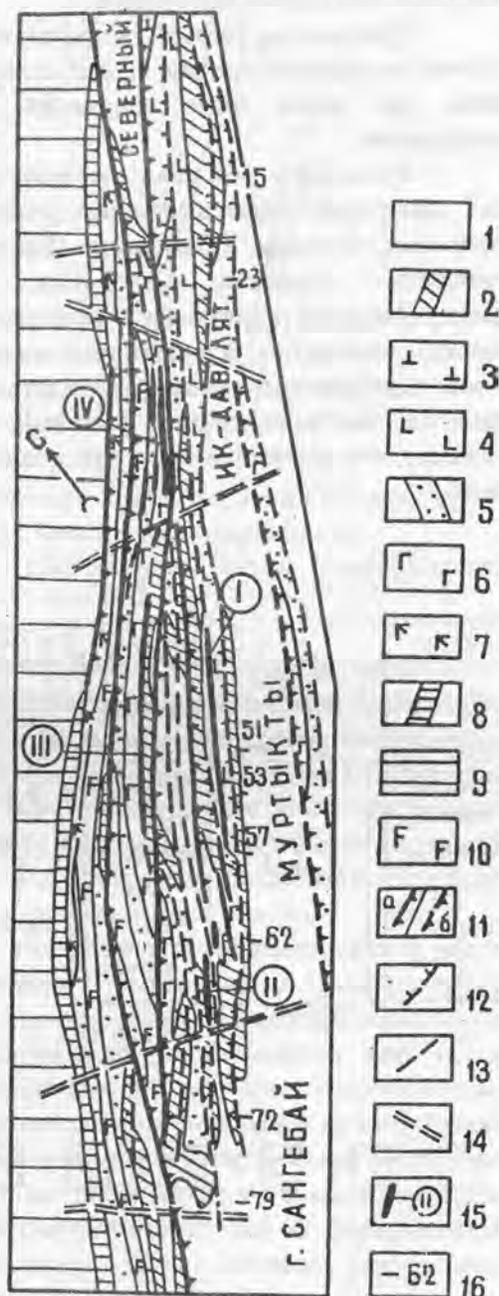
Рудные тела Западной и Восточной зон вскрываются эрозионным срезом. Мощность покрова - первые метры. Зоны оконтурены аномальным содержанием Au, Zn, Pb, Ag и др. Промежуточная зона - слепая.

Схема стратиграфии для района (рис.42-1) Ильинского рудного поля была разработана И.С.Анисимовым в 1978-1983 гг. для геологической карты Учалинского района масштаба 1:5000 по результатам геологического доизучения. По этой схеме рудовмещающий комплекс Ильинского рудного поля относится к улутауской свите

(живет). Новые находки ископаемой фауны позволили Б.М. Садрисламову (1981-1983 гг.) и Э.Олину (1983) существенно уточнить указанную стратиграфическую схему (см. рис.42- II). По их данным (они, кстати, положены в основу геологического плана, представленного на рис. 41), рудовмещающий комплекс относится к карамалыташской свите ($D_2c_2-dv_1$). По Б.М. Садрисламову (1983), улутауские образования, развитые в районе локализации, располагаются северо-восточнее рудоносной толщи и отделены от рудовмещающих пород карамалыташа бугулыгырским яшмовым горизонтом (см. рис. 41), датированным по фауне. Улутауские породы в СВ части района слагаются породами колтубана через маркирующий мукасовский горизонт (верхний фран).

Рис. 41. Схема геологического строения Ильинского рудного поля По (Знаменский, 1986):

1-8 - среднедевонские отложения: 1 - терригенно-кремнистая толща (кремнистые, глинисто-кремнистые сланцы с прослоями вулканомиктовых пород и туффитов смешанного состава); 2-3 - вулканогенно-осадочная толща: 2 - туфы и туффиты основного состава с прослоями кремнистых пород, базальтов и андезито-базальтов; 3 - андезиты и дациты, лавобрекчии риолитов; 4-7 - осадочно-вулканогенная толща: 4 - верхняя пачка: базальты, андезито-базальты и диабазы с прослоями туффитов и кремнистых пород; 5-6 - средняя пачка: 5 - грубообломочные туффиты смешанного состава с прослоями кремнистых пород, базальтовых порфиритов; 6 - диабазы и базальты; 7 - нижняя пачка: диабазы, 8 - пачка туфов и туффитов андезито-базальтового и кислого состава с прослоями кремнистых и вулканомиктовых пород; 9 - вулканиты ирендыкской свиты; 10 - субвулканические и гиповулканические диабазы и габбро-диабазы; 11 - надвиги; а) установленные, б) предполагаемые; 12 - взбросы; 13 - сбросы; 14 - поперечные разломы; 15 - рудные зоны, I - Восточная, II - Промежуточная, III - Западная, IV - Ик-Давлят; 16 - номера поисково-разведочных профилей.



Рудовмещающая толща характеризуется эффузивно-пирокластическим типом разреза. Здесь вулканиты (лавы, туфы, туфобрекчии) переслаиваются с туффитами (преимущественно кремнистого состава), вулканомиктовыми породами, кремнистыми, глинисто-кремнистыми сланцами. В пределах Ильинского рудного поля развиты вулканиты основного состава колчеданосной серии и среднего и кислого состава

(андезит-дацитовая формация), с которыми генетически и пространственно связана золотополиметаллическая минерализация. Последним обусловлен тот факт, что здесь мы рассматриваем только вулканы среднего и кислого составов, имеющих отношение к золотополиметаллическому оруденению. Они представлены субвулканическими андезитами, андезито-дацитами, а также иногда встречаются в составе слоистой толщи в виде андезитовых туфов и лав андезит-дацитового состава.

Андезиты достоверно выделены только в восточной части рудного поля. Заметим, что впервые эти породы на месторождении выделены А.П.Бахтиной. До ее исследований они описывались как интенсивно гидротермально преобразованные жильные диабазовые порфириты.

Кремнистые породы встречаются в рудном поле в интрузивном залегании: обычно это крутопадающие дайки до 5, иногда до 20 м. В пределах Восточной рудной зоны эти дайки тесно сопряжены с субвулканическими телами андезитовых порфиритов.

Вулканы основного состава рудного поля представлены базальтами. Для них характерно преимущественное развитие метаморфизованных лав с преобладанием афировых структур. Установлено (Бахтина, 1985), что в них стекло и темноцветные минералы замещены хлоритом, плагиоклаз альбитизирован. Продукты девитрификации представлен в подавляющей части хлоритом, кроме того, магнетитом, кварцем, кальцитом. В рудном поле широко развиты тела субвулканических диабазов. В них темноцветные минералы эпидотизированы, хлорит появляется только в участках развития лиственитизации. Местами отмечены кварцевые диабазы. А.П.Бахтина полагает, что последние могут представлять собой фацию андезитов, рассматриваемых ниже.

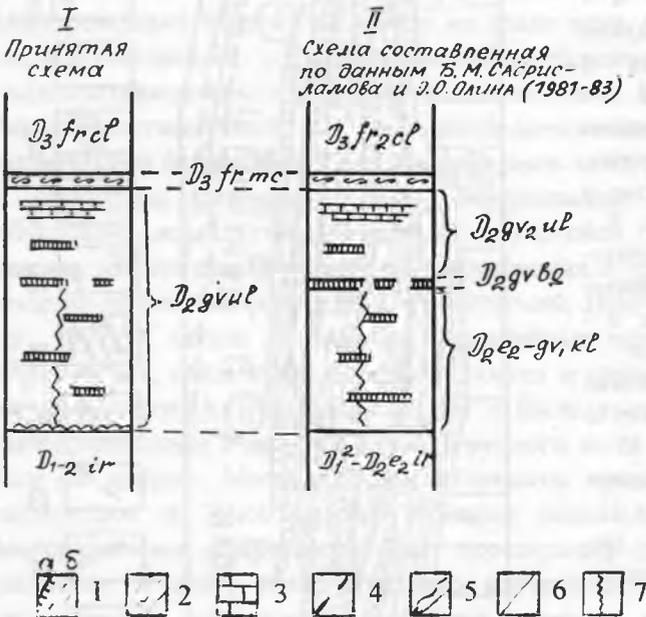


Рис. 42. Стратиграфическое расчленение осадочно-вулканогенных комплексов Ильинского рудного поля.

Условные обозначения 1 - 3 - осадочные породы внутри вулканогенных комплексов (1,а - яшмы, 1,б - предположительно яшмы бугулыгара, 2 - кремнистые сланцы, 3 - известняки; 5, 6 - границы между стратиграфическими подразделениями (5 - тектонические, 6 - согласные); 7 - возрастной интервал развития полиметаллической минерализации

Вулканы среднего состава представлены субвулканическими андезитами, андезит-дацитами. Эти породы интенсивно рассланцованы и гидротермально преобразованы. Достоверно зафиксированы А.П.Бахтиной (1985) в восточной части рудного поля. Сведения об их составе, структуре и др. получены на основе изучения их реликтов среди метасоматитов. Основания для выделения этих пород в

субвулканическую фацию таковы: степень кристалличности, выдержанность по мощности, однородность текстурно-структурных особенностей по мощности, наличие признаков, свидетельствующих о медленном остывании, соотношение этих пород с толщей лав, туфов, туффитов, наличие краевой фации. Геологи, работавшие до А.П.Бахтиной, приняли эти породы за интенсивно измененные диабазы. Типичная форма тел субвулканических андезитов иллюстрируется рис. 43.

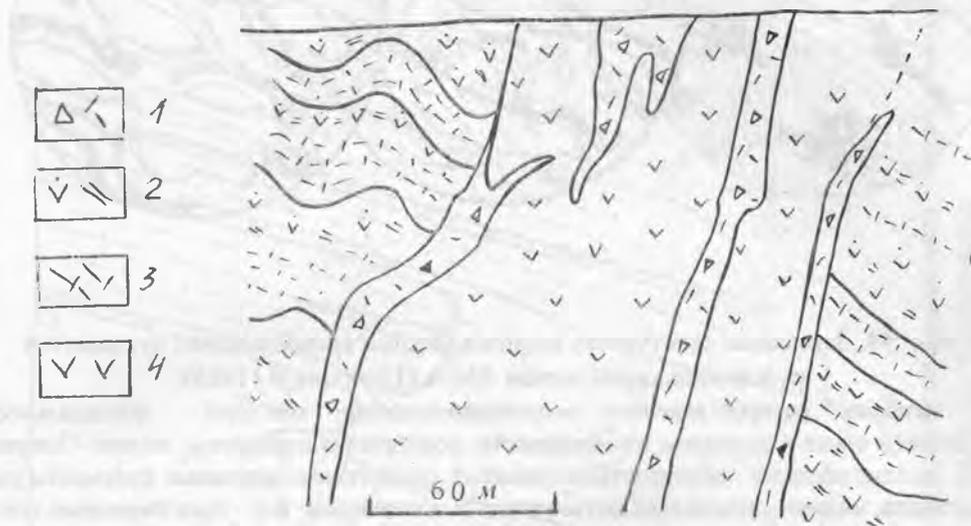


Рис. 43. Взаимоотношение субвулканических андезитов и даек кремнекислых вулканитов. По А.П.Бахтиной (1985), с некоторыми изменениями:

1 - кремнекислые вулканиты; 2 - лавы и туфы основного состава с преобладанием осадочных пород; 3 - кремнистые туффиты; 4 - андезиты

Кремнекислые вулканиты (рис. 44 - 46). Эти породы отличаются разнообразием текстурно-структурных разновидностей (брекчиевидные, туфовидные, игнимбритовидные, флюидальные, полосчатые и др., см. рис. 44, 46), резко непостоянным объемом порфировых выделений, присутствием в породах нескольких их (порфировых выделений) генераций, широким количеством вкрапленников основного плагиоклаза, наличием следов растворения, дробления ранних порфировых выделений (в первую очередь кварца), обрастания их минералами вкрапленниками последних генераций. Типовые формы тел кремнекислых вулканитов иллюстрируются рис. 45.

Работа А.П.Бахтиной (1985) показала, что фрагменты цементирующей массы являются не обломками, а составными частями ювенильного происхождения, близкими по химизму, включая хлоритовые фьяммэ, ошибочно принимавшимися ее предшественниками за обломки диабазов. Характерной особенностью этих пород является преимущественное их развитие в виде тонких (первые метры), протяженных по падению и простиранию (сотни метров) крутопадающих инъекций во вмещающие породы (рис. 46). С кремнекислыми вулканитами золотополиметаллическое оруденение сопряжено наиболее тесно. Они отнесены А.П.Бахтиной (1985) к флюид-порфирам. Отличительная особенность этих образований состоит в том, что их формирование происходило при высокой активности флюидной фазы, которая многократно отделялась в процессе кристаллизации расплава.

Петрохимия пород рудовмещающего комплекса. Все породы рудного поля подверглись аллохимическому метаморфизму (пропилитизации). Для петрохимического анализа в связи с этим нельзя было использовать такие компоненты, как щелочь, известь, кремнезем, которые при этом были высокоподвижными.

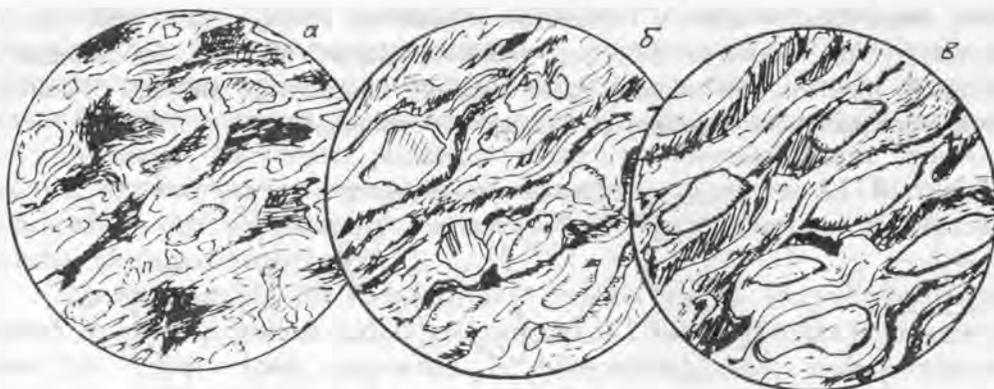


Рис. 44. Зарисовка текстурных разновидностей кремнекислых вулканитов рудовмещающей толщи. По А.П.Бахтиной (1985):

а - наиболее распространенная игнимбритоподобная текстура; флюиальность с закручиванием слоев и разрывом их сплошности, подчеркнута серицитом; темное - хлоритовые фьяммэ, светлые обломки - перекристаллизованные, существенно кварцевые фрагменты раннего кристаллизата, мелкие - кристаллокласты кварца и плагиоклаза; б-в - брекчиевидные текстуры: флюиальность образована двумя первично стекловатыми фазами, светлые фрагменты - те же, что на рис. а, иногда принимают веретенообразную, вытянутую по флюиальности форму (в)

На петрохимических диаграммах (рис. 47-49) отчетливо проявляется неоднородность рудовмещающей толщи. Фигуративные точки состава вулканитов на этих диаграммах образуют два поля. Одно из них соответствует стратифицированным эффузивам и пирокластам преимущественно основного состава. В это же поле попадают эпидотизированные субвулканические диабазы. На всех диаграммах составы этой группы пород совмещаются с таковыми основных вулканитов карамалыташской формации. Во второе поле группируются фигуративные точки составов, соответствующих породам субвулканической и дайковой фаций.

Эти точки образуют непрерывные ряды от подчиненных по распространенности кварцевых(?) диабазов до кремнистых вулканитов (см. рис.48, 49). Из анализа петрохимических диаграмм следует, что породам, которым соответствует второе поле фигуративных точек состава, свойственен толеитовый уклон. Особенно это отчетливо проявлено на петрохимической диаграмме, представленной на рис. 48.

Представляется, что продуктивный на золотonosное оруденение комплекс вулканитов Ильинского рудного поля принадлежит андезит-дацитовой формации, что следует из работ Г.Ф.Червяковского и др. (1975), В.Н. Сазонова и др. (1977), Г.Б.Мельниковой (1981), А.П. Бахтиной (1985). Принадлежность к ней кварцевых(?) диабазов возможна, но на сегодня объективно не доказана.

На месторождении выделено три рудные зоны: Восточная, Промежуточная и Западная, куда входит и месторождение Ик-Давлят.

Восточная рудная зона приурочена к южному замыканию антиклинальной складки. В пределах зон выделены рудные тела двух типов: 1) весьма выдержанные по простиранию и падению, приуроченные к соскладчатым сбросам; 2) сложные по форме рудные тела, связанные с развитием в основном в висячем боку крупных взбросов мелких оперяющих трещинных структур.

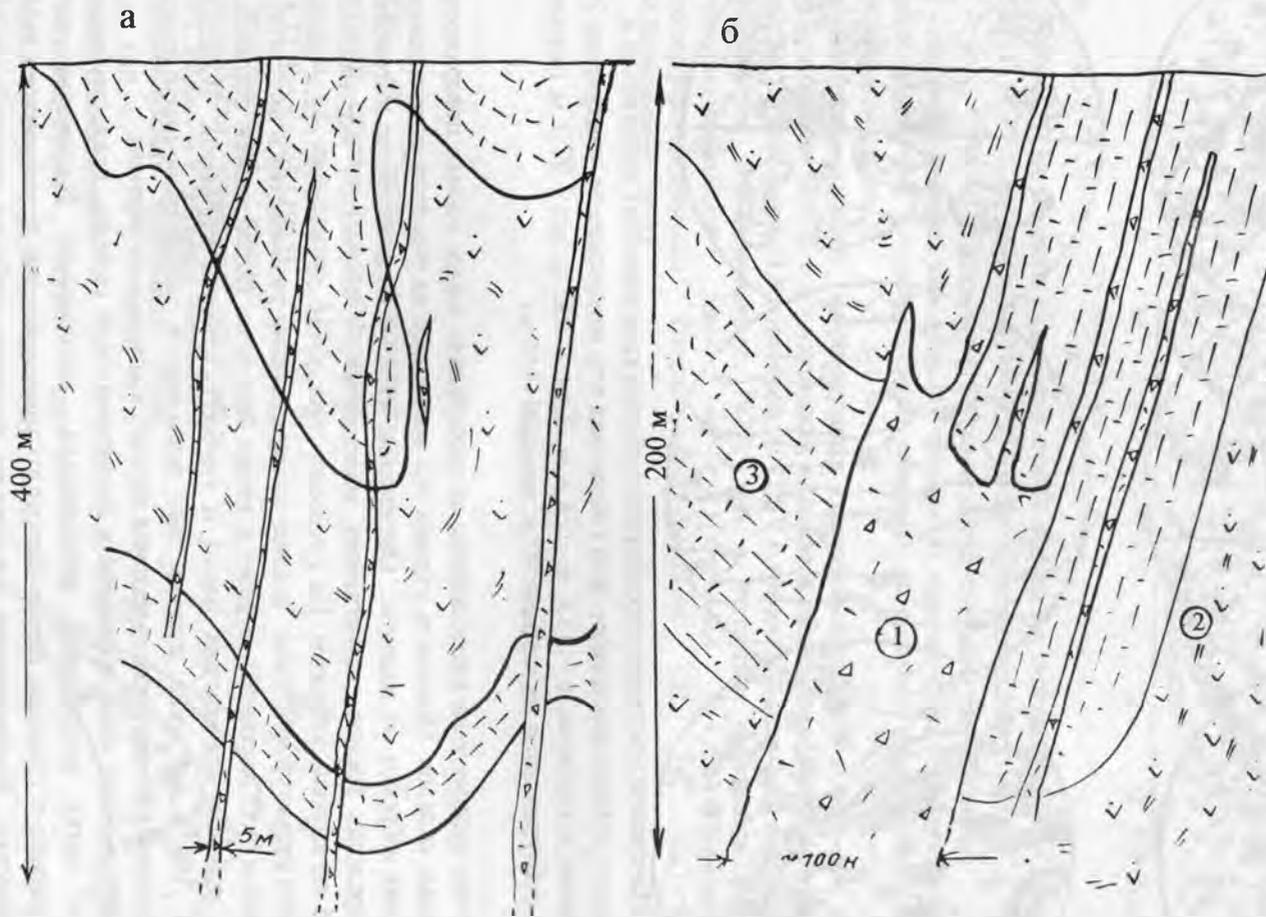


Рис. 45. Типы соотношений тел кремнекислых вулканитов с породами слоистого комплекса. Немасштабные фрагменты геологических разрезов. По А.П.Бахтиной (1985), с изменениями:
 а - секущее, б - комбинированное: секущее в замковой части складки и согласное в восточном ее крыле. 1 - кремнекислые вулканиты; 2 - лавы и туфы основного состава с прослоями осадочных пород; 3 - кремнистые туффиты

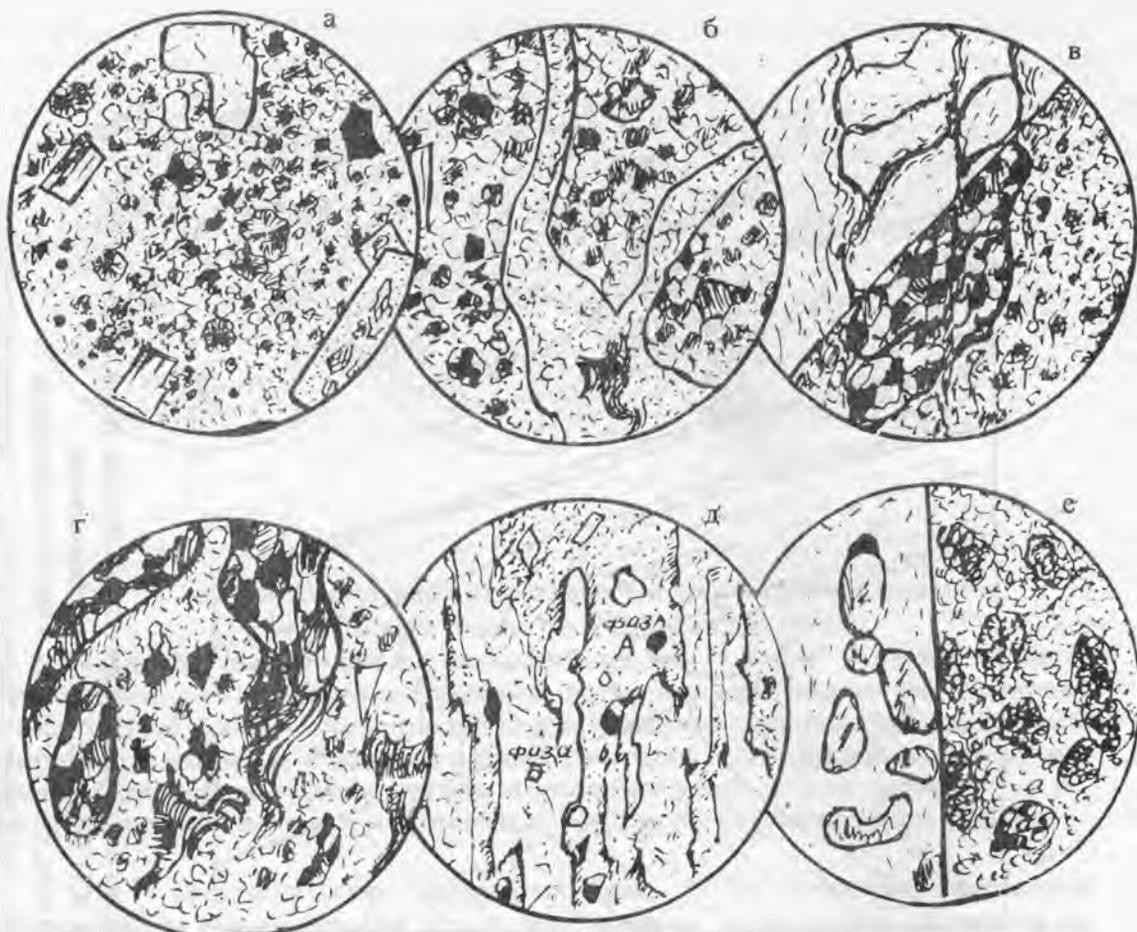


Рис. 46. Изменение текстурно-структурного облика кремнекислых вулканитов в пределах единого субвулканического тела (зарисовка под микроскопом, увеличение 20). Пробы отобраны с глубины: а - 113, б - 128,8 м, в, г - 100 м, д, е - 97,3 м (верхний контакт тела субвулканитов на глубине 90 м, нижний - 150 м)

Крупные рудные тела расположены кулисообразно вдоль осевых поверхностей антиклинальных складок. Мощность рудных тел возрастает на участках искривления и выполаживания взбросов по падению. Оруденение второго типа наиболее интенсивно развито в пределах блоков, испытавших максимальную амплитуду вертикальных перемещений по крутым взбросам. На глубоких горизонтах оруденение представлено телами первого структурного типа. Золотая минерализация развивается в андезитах и дацитах (данные А.П.Бахтиной), а реже в пачке базальтов (колчеданная формация), содержащих прослой кремнистых пород и грубообломочных туффилов. Выделены (Знаменский, 1981) два типа рудных тел: жильные и прожилково-вкрапленного характера. Разломы юго-восточного падения являются локальным экраном.

Промежуточная зона размещена в антиклинальной складке, представляющей юго-западную ветвь рудоносной антиклинали, вмещающей Восточную зону. Оруденение развито в пределах северо-западного крыла складки, осложненного двумя крупными сбросами. Вмещающими оруденение являются взбросы северо-западного падения и оперяющие их нарушения, развитые преимущественно в висячем боку крупных разломов. Рудные тела выделяются по результатам опробования, представлены

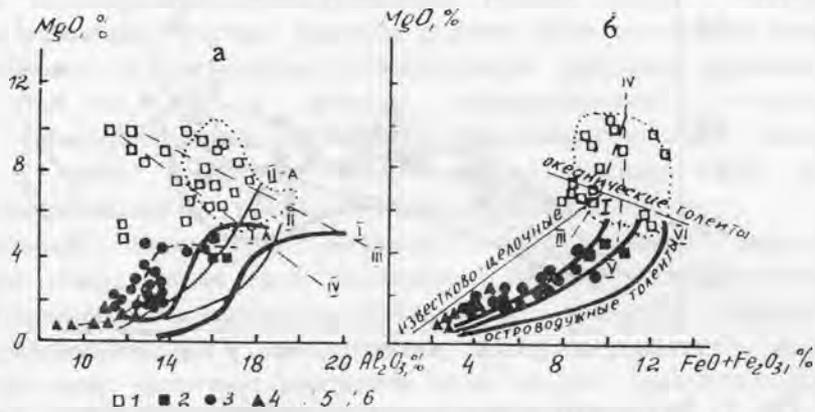


Рис. 47. Вулканыты рудовмещающей толщи на диаграммах $MgO-Al_2O_3$ (а) и $MgO-(FeO+Fe_2O_3)$ (б) месторождения Муртыкты.

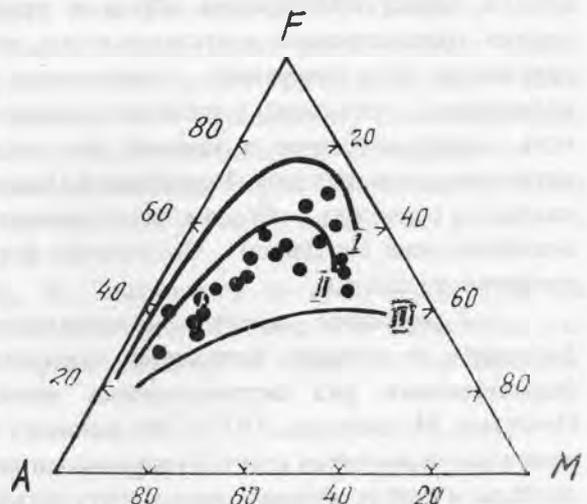
По А.П.Бахтиной (1985) с незначительными изменениями:

1-4 - составы вулканытов: основных (1), средних (2), кремнекислых (3) второй группы; основных первой группы (4); 5 - поле составов основных вулканытов карамалыташской свиты, 6 - усредняющая кривая.

Эволюционные кривые: островодужных толеитовых серий (I, VI, по М.И.Розинуву, Д.И.Колесникову (1979); 1-А - улутауских вулканытов рассматриваемой структурно-фациальной зоны, по Т.И.Фроловой, И.В.Буриковой (1977); V - известково-щелочных островодужных (II, по М.И.Розинуву, Д.И.Колесникову (1979); II-А - улутауских вулканытов рассматриваемой структурно-фациальной зоны, по Т.И.Фроловой и И.В.Буриковой (1977); малодифференцированных базальт-андезит-базальтов (III, IV, по М.И.Розинуву, Д.И.Колесникову, 1979)

Рис. 48. Составы вулканытов второй группы рудовмещающей толщи на диаграмме AFM. По А.П. Бахтиной (1985):

Эволюционные кривые: I - океанических толеитовых серий (по Х.С.Йодеру и К.Э.Тилли, 1965); II - островодужных толеитовых серий (по Gill, 1970), III - известково-щелочных (островодужных) серий (по М.И.Розинуву, Д.И.Колесникову, 1979). Точками показаны составы изученных пород



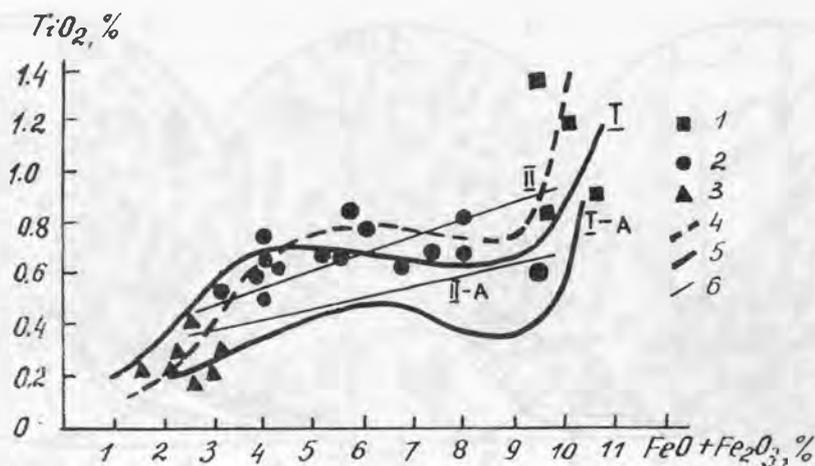


Рис. 49. Вулканиты второй группы рудовмещающей толщи месторождения Муртыкты на диаграмме $TiO_2 - (FeO + Fe_2O_3)$. По А.П.Бахтиной (1985), с незначительными изменениями. Условные обозначения и номера кривых те же, что на рис. 47.

прожилково-вкрапленным типом. Мощность рудных тел на глубину уменьшается. Разломы первой генерации играют роль экранов.

Западная зона расположена в пределах тектонической чешуйчатой структуры, ограниченной плоскостями надвига. Оруденение приурочено к межпластовому сбросу крутого ($70-90^\circ$) юго-восточного падения и опережающим его нарушениям. Форма нарушения S-образная.

Рудная зона месторождения Ик-Давлят является северной правой кулисой Западной зоны. Оруденение локализуется также в пределах тектонической чешуйчатой структуры, осложненной мелкими складками. Оно представлено серией тел, развитых среди грубообломочных туффилов, кремнистых пород и диабазов нижней толщи. Вблизи поверхностной части зоны рудные тела падают к юго-востоку, а на глубоких горизонтах к северо-западу.

По данным С.Е.Знаменского (1986), в целом рудное поле характеризуется складчато-надвиговой структурой, сформировавшейся в обстановке латерального сжатия вкрест простирания пород и продольно-западного сдвигания. Обстановка сжатия господствовала длительное время, что привело к формированию соскладчатых нарушений двух генераций, проявленных в современной структуре сбросами юго-восточного (1 генерация) и взбросами северо-западного (2 генерация) падения. Рудные тела приурочиваются в таковой зоне надвига к взбросам, развитым в пределах антиклинальных складок (Восточная и Промежуточная зоны), а во фронтальной части надвига в основном к сбросам, осложняющим тектоническую чешую (Западная зона и месторождение Ик-Давлят). Оруденение формировалось в обстановке продольного и поперечного сжатия.

О возрасте золотополиметаллического оруденения. Андезит-дацитовая формация, с которой сопряжено золотополиметаллическое оруденение, завершает формационный ряд островодужных колчеданоносных формаций (Червяковский, Нечеухин, Мельникова, 1975). Это основано на следующих данных: на Южном Урале живетские известняки секутся кварцевыми порфиритами (оз.Карагайлы); дациты секут диабазы и сопутствующие яшмы бугулыгырского горизонта (ранний живет); дациты бассейна р.Куросан, р.Воровской, железнодорожной станции Теренсай пересекают среднедевонские вулканиты основного состава; аналогичные взаимоотношения установлены между кислыми вулканитами андезит-дацитовой формации - более ранними базальтовыми вулканогенными породами. Сказанное подтверждается данными определения абсолютного возраста (360 млн лет) околорудных

метасоматитов, сопутствующих золотополиметаллической минерализации Ильинского рудного поля (Бердников, 1986).

Ореолы березитизации-лиственнитизации горных пород месторождения Муртыкты. По различным горным породам рудного поля установлен единый тип зональности ореолов березитизации-лиственнитизации (Бахтина, Сазонов, 1980). Обусловлено это тем, что в процессе предшествующего аллохимического метаморфизма (пропилитизации) произошло образование единого минерального парагенезиса в ряду пород от основных до кислых. Его состав - хлорит+альбитизированный плагиоклаз (№ 10-12)+кварц+кальцит.

Минеральный парагенезис внешней зоны колоннок березитизации-лиственнитизации пород близок (или идентичен) таковому пропилитизированных пород. Березитизация-лиственнитизация обуславливает появление серицита. Здесь наблюдается дополнительная дезортгизация альбитизированного плагиоклаза (до №3-6). Происходит частичное замещение зерен хлорита серицитом, доломитом, кварцем и альбитом. В промежуточной зоне колонки исчезает альбит.

Плагиоклаз, как правило, замещается смесью светлой слюды и карбоната, которая фиксируется во внутренней части зерен этого минерала, при сохранении периферийных, более кислых частей. Иногда все зерна плагиоклаза замещаются мелкочешуйчатой светлой слюдой, карбонатом и кварцем и содержат одно или больше зерен новообразованного альбита. Чаще альбит сдвойникован, но встречаются и таблитчатые несдвойникованные зерна этого минерала. Иногда отмечаются псевдоморфозы серицита и шахматного альбита по плагиоклазу (рис. 50).

Новообразованные структуры метасоматитов внешней и промежуточной зон лепидогранобластовые. Однако в обеих из них остаются реликты структур исходных пород. Эти данные не являются спецификой для Ильинского рудного поля, они детально проанализированы и охарактеризованы в (Сазонов, Бородаевский, 1980).

Метасоматиты внутренней зоны, как правило, представлены равномернокристаллическими агрегатами кварца, светлой слюды и карбоната (доломит-анкерит, кальцит, родохрозит). Количественное соотношение минералов хорошо коррелируется с составом эдуктов. Эта закономерность является общей для метасоматитов березит-лиственитовой формации (Сазонов, 1984). Минеральный состав березитизированных-лиственнитизированных пород месторождения Муртыкты приведен в таблице 13. Околорудные метасоматиты Ильинского рудного поля являются продуктом метасоматоза инфильтрационного типа (Бахтина, 1985). Контакты между зонами березитизации-лиственнитизации пород четкие. Более резок контакт между внутренней и промежуточной зонами (рис. 51). На рис.51 границы между зонами колонки фиксированы гидроокислами железа, что обусловлено скачкообразным характером изменения $MnCO_3$ молекулы карбоната на границах зон метасоматитов.

Химизм процесса березитизации-лиственнитизации пород Ильинского рудного поля близок к стандартному, охарактеризованному для условий, переходных от мало- к среднеглубинным (Сазонов, 1981).

Такие элементы, как Na, Fe, Mg, Al, выносятся из всех пород. Для Ca установлен привнос во все зоны по эдуктам различного состава, что характерно для верхних частей ореолов березитизации-лиственнитизации (Сазонов, 1984; Бахтина, Сазонов, 1980).

Количественно-минеральный состав березитизированных-
лиственитизированных пород месторождения (мас.%)

Тип эдукта	Минералы	Метасоматические зоны		
		внешняя	промежуточная	внутренняя
Основные вулканыты	Хлорит	30-55	-	-
	Плагиоклаз	20-25	10-15	-
	Кварц	30-35	40-45	30-40
	Карбонат	10-15	18-20	35-40
	Слюда	5-15	15-25	30
Вулканыты среднего состава	Хлорит	11-30	-	-
	Плагиоклаз	14-30	10-16	-
	Кварц	8-30	35-50	40-50
	Карбонат	6-13	13-20	15-25
	Слюда	14-18	20-25	25-35
Кремнекислые вулканыты	Хлорит	5-11	-	-
	Кварц	51-54	45-60	45-65
	Карбонат	0,5-3	2-4	2-6
	Слюда	5-30	20-40	29-57
Кремнистые туффиты	Хлорит	10-15	-	-
	Кварц	80-87	-	75-85
	Карбонат	1-5	-	5-10
	Слюда	1-3	-	7-12

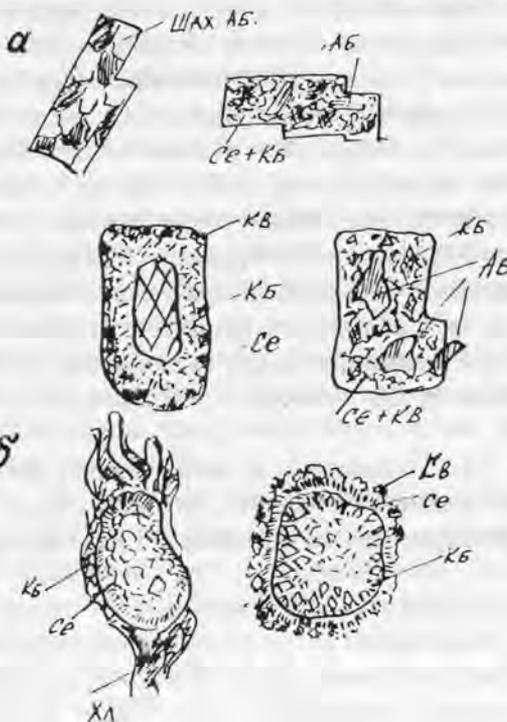


Рис. 50. Характер развития новообразованных минералов при березитизации-лиственитизации вулканытов рудовмещающей толщи месторождения Муртыкты. (зарисовки фрагментов шлифов). По А.П.Бахтиной (1985):

А - преобразование порфировых выделений плагиоклаза; б - характер замещения фрагментов в кластических разностях эффузивов. Шах Аб - шахматный альбит; Се - серицит; Кб - карбонат; Кв - кварц

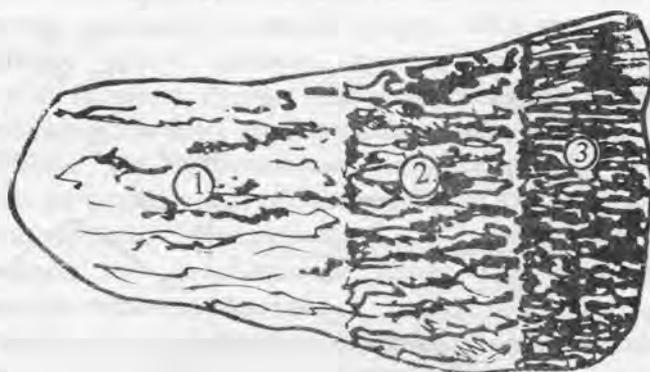


Рис. 51. Скачкообразное изменение родохрозитовой составляющей карбоната на границах внешней (1), промежуточной (2) и внутренней (3) зон колонки березитизации андезитов месторождения Муртыкты. Зарисовка среза слегка выветрелой поверхности образца 45-М, 1 / 2 натур. вел. По А.П.Бахтиной (1985) с изменениями

Степень березитизации-лиственитизации пород отчетливо коррелируется с обогащением их К и С. Как и на других золоторудных объектах, относящихся к березит-лиственитовой формации, отчетливо проявлено снижение интенсивности привноса-выноса большинства петрогенных элементов в направлении от эдуктов основного состава к кислым, что естественно свидетельствует, с одной стороны, об уменьшении химической контрастности системы раствор - порода в этом направлении, а с другой - о кислотном характере воздействующих гидротерм. Отличительными чертами березит-лиственитовых пород Ильинского рудного поля являются: значительный привнос Mn и высокая подвижность Al (привнос достигает 200 % от исходного содержания). Это свидетельствует о пониженной кислотности условий минералообразования ильинских березит-лиственитов, по сравнению с их аналогами, сопряженными с золотоносными кварцевыми жилами (генетически связанными с гранитоидами тоналитового состава).

С целью более глубокого анализа химизма процесса березитизации-лиственитизации и решения вопроса об источниках золота А.П.Бахтиной (1985) было исследовано поведение в околорудном метасоматическом процессе таких информативных элементов, как Pb, Sr, РЗЭ (редкоземельные элементы), Ba, Au. В результате установлено, что Sr и Ba в рассматриваемом процессе выщелачивались, Pb-привносился (он весь, как и К, сосредоточен в сериците). К и Pb имеют отчетливую коррелятивную связь. Установлено обогащение березит-лиственитов легким РЗЭ, что свидетельствует о невысокой кислотности процесса (Бахтина, 1985). Анализ распределения золота в колонке подтвердил ранее полученный вывод (Сазонов, 1984) о том, что 50 мас.% Au, сосредоточенного в рудных телах месторождений березит-лиственитовой формации, обусловлено вмещающими породами; из которых этот элемент в процессе березитизации-лиственитизации выносится.

Золото в гидротермальном процессе. Его поведение в гидротермально-метасоматическом процессе (березитизации-лиственитизации) зависит от типа метасоматической колонки - безрудной или продуктивной. В безрудных колонках

золото, как правило, выносится (рис. 52, в). В случае наличия в метасоматитах рудной вкрапленности количество золота незначительно увеличивается с переходом от внешней зоны колонки к промежуточной (см. рис. 52, в - пунктир).

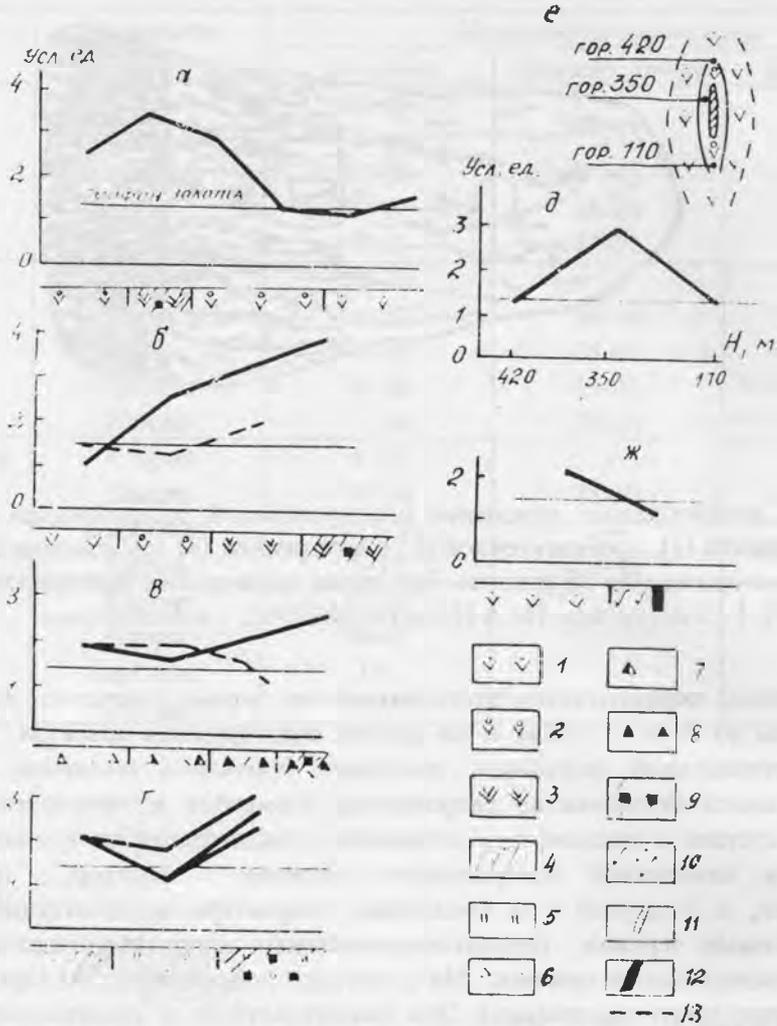


Рис. 52. Распределение золота в ореолах околорудно измененных пород месторождения Муртыкты. По А.П.Бахтиной, с несущественными изменениями:

Изменение содержаний золота: а - г - в колонках березитизации-лиственнитизации андезитов (а), диабазов (б), риолито-дацитов (в), кремнистых туффитов (г); д - в промежуточной зоне метасоматитов с глубиной (см. рис. е); ж - в колонке по андезитовым порфирирам около пострудной кварц-карбонатной жилы. 1 - 3 - апоандезитовые метасоматиты: внешней (1), промежуточной (2), внутренней (3) зон; 4 - кремнистые туффиты; 5 - апотуффитовые березиты; 6 - 8 - апориолито-дацитовые метасоматиты: внешней (6), промежуточной (7), внутренней (8) зон; 9 - сульфидная минерализация (с сорудным хлоритом); 10 - околожилные изменения, связанные с формированием пострудной кварц-карбонатной жилы; 11 - рудные тела; 12 - кварц-карбонатная жила; 13 - кривые распределения золота колонок, в которых рудная стадия не проявилась; 14 - фоновые содержания золота (по данным М.В.Смирнова, В.В. Кацубы, Ю.П.Меньшикова и др., 1983)

В продуктивных колонках отмечается существенный (на 2-4 порядка) рост содержания золота. При этом из внешней и большей части промежуточной зон золото выносится и концентрируется во внутренней зоне (см. рис. 52, а - г). Изучено поведение золота в вертикальной плоскости для березитов-лиственитов. Оказалось, что оно выносится в подрудной зоне и переотлагается в зоне развития минерализации (см. рис.52, в, д, е). Внешняя зона околорудно измененных пород по преобладающему

парагенезису (см. выше) сопоставима с продуктами аллохимического метасоматоза. Зачастую их друг от друга практически невозможно отличить. Промежуточная и внутренняя зоны метасоматической колонки часто минерализованы и представляют собой рудные тела. Такие тела прослеживаются на сотни метров при мощности от нескольких дециметров до первых десятков метров. Они линейно вытянуты в плане (см. рис. 41); имеют крутое падение, кулисообразно выклиниваются как по простиранию, так и по падению. Рудные тела тесно сопряжены с дайками кремнистых вулканитов, локализуются обычно в приконтактных зонах последних.

Метасоматиты зон сопряженного осаднения. Верхняя часть ореолов березит-лиственитов на рудном поле является местом, где развиваются существенно кальцитовые метасоматиты, фиксирующие Са, вынесенный из краевых и промежуточных частей тел метасоматитов. Кроме того, во внутренней зоне тел березитизированных-лиственитизированных пород фиксируются шпироподобные выделения, представленные хлоритовыми и карбонат-хлоритовыми метасоматитами. Подобные образования описаны на Лемвинском и Дальнем месторождениях Приполярного Урала (Сазонов, 1984). Эти метасоматиты обогащены Mg, Al, частично Fe, выносимыми при березитизации-лиственитизации пород. Большая часть железа фиксирована в "рудном" пирите, выделившемся синхронно немного позднее указанных метасоматитов. Как отчетливо установлено А.П.Бахтиной (1985), при замещении хлорита пиритом происходила экстракция части силикатного железа, на что указывает развитие в контакте с зернами пирита кайм светлого, маложелезистого хлорита (рис. 53).

Рис. 53. Каймы переотложенного хлорита вокруг зерен рудного пирита, замещающего хлоритолит. По А.П.Бахтиной (1985).



На рис. 54 представлена модель развития околорудных и сорудных метасоматитов (с указанием места и времени появления тех и других), в зависимости от направления инфильтрующихся флюидов.

О вертикальной метасоматической зональности. Можно говорить о двух типах такой зональности. Первый - концентрически-зональное строение ореолов березитизации, установленное на многих месторождениях, включая и Ильинское рудное поле (Сазонов, 1984). Для месторождения Муртыкты эта зональность иллюстрируется рис. 55. Второй тип зональности заключается в смене с глубиной продуктов сопряженного осаднения (набора переотложенных компонентов и минеральной формы их фиксации). Это отчетливо иллюстрируется модельным (см. рис. 55) и реальным (рис. 56) геолого-метасоматическими разрезами.

Элементарный анализ обоих разрезов показывает, что для месторождения Муртыкты характерен незначительный эрозионный срез. Во всяком случае, эрозией не захвачены даже верхняя часть внутренней зоны ореолов березитизации-лиственитизации пород.

Минералы метасоматитов. Для метасоматитов - продуктов березитизации-лиственитизации - типоморфными являются главным образом карбонаты, светлые слюды и хлориты. Среди карбонатов преобладает доломит-анкерит. Менее

распространен кальцит. В ряде случаев отмечен карбонат ряда магнезит-сидерит. Кальцит широко представлен в сорудных метасоматитах, а также в рудных парагенезисах (в последних установлены также олигонит и родохрозит).

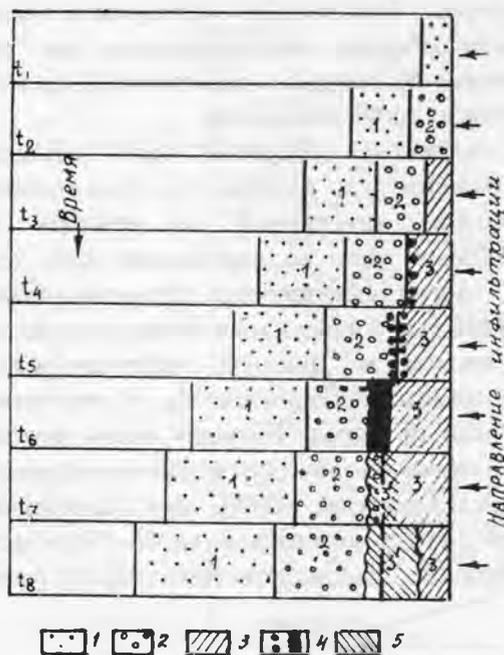
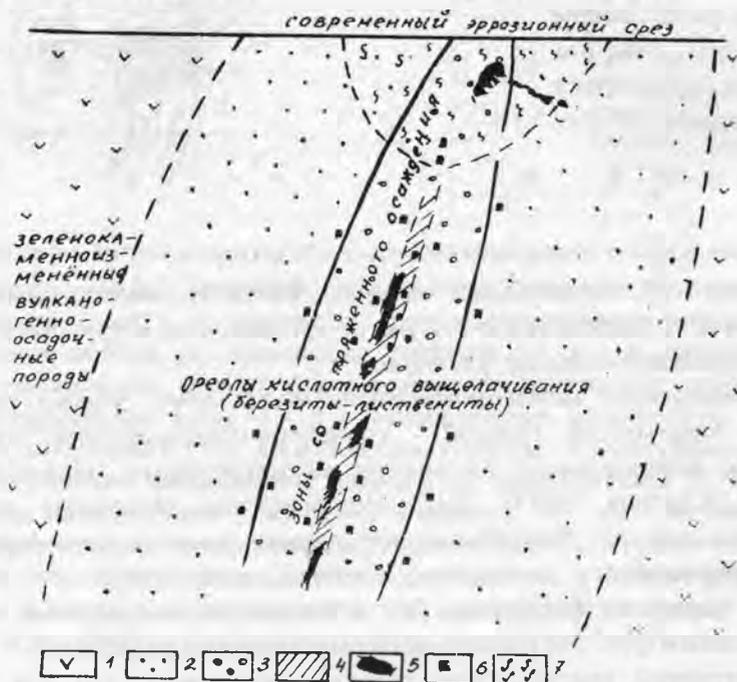


Рис. 54. Схема формирования продуктивных метасоматических колонок. По А.П.Бахтиной (1985): 1-3 - зоны лиственитизации-березитизации: 1 - внешняя, 2 - промежуточная, 3 - внутренняя; 4 - возрастание концентрации выщелоченных компонентов; 5 - зона хлоритовых метасоматитов осаднения



ис. 55. Схема принципиального строения ореолов березитизации-лиственитизации месторождения Муртыкты.

По А.П.Бахтиной (1985):

- 1-3 - зоны березитизации-лиственитизации: 1 - внешняя, 2 - промежуточная, 3 - внутренняя; 4 - хлоритовые метасоматиты осаднения, 5 - рудные тела; 6 - рассеянная рудная минерализация; 7 - карбонатные метасоматиты осаднения

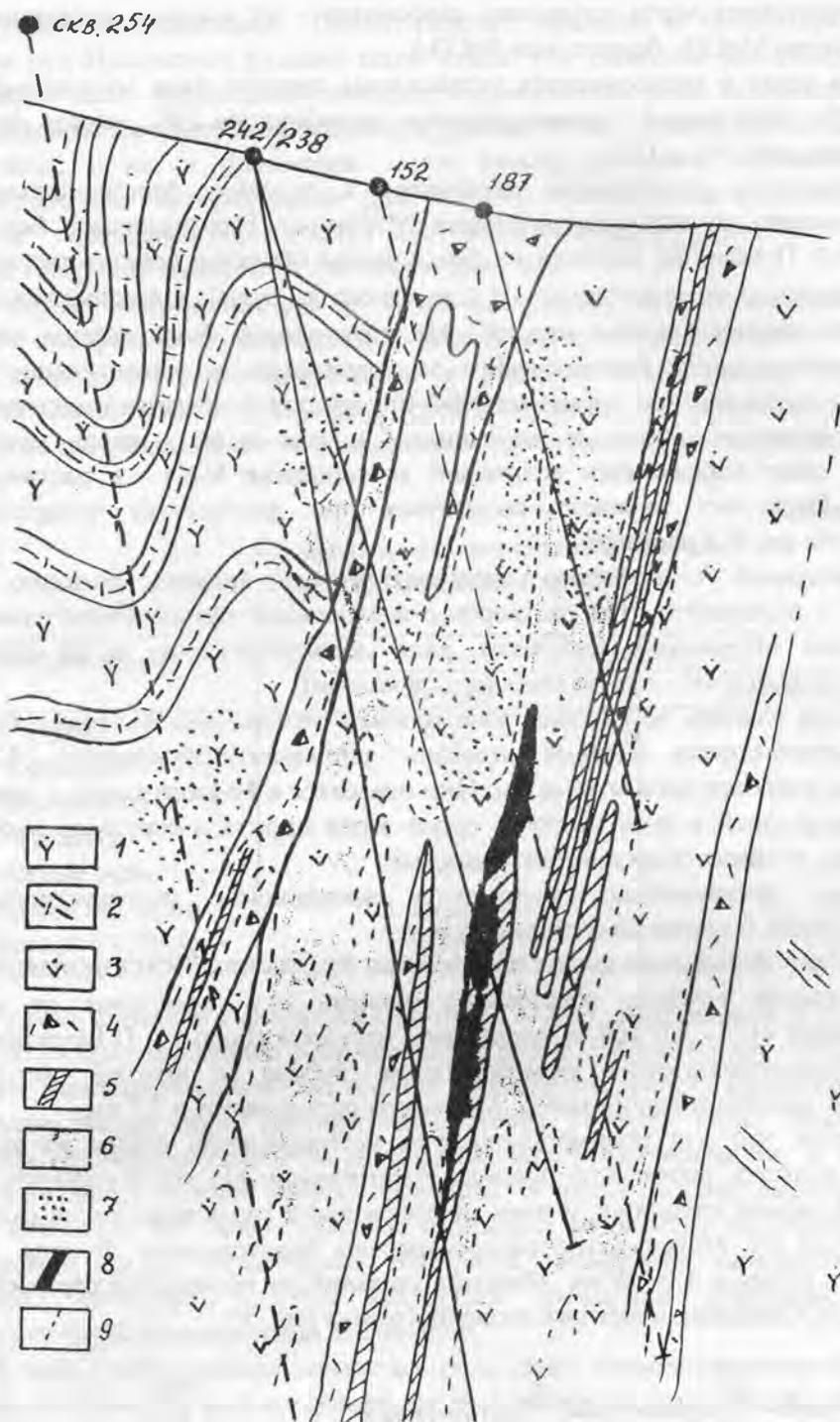


Рис. 56. Метасоматическая зональность в геологическом разрезе по промежуточной рудной зоне. По А.П.Бахтиной (1985):

1-4 - метасоматиты внешней зоны (хлорит+альбитизированный плагиоклаз+доломит+серицит+кварц) по туфам (1), кремнистым туффитам (2), андезитам (3), кремнекислым вулканитам (4); 5 - рудные тела; 6 - метасоматиты промежуточной (альбит+кварц+доломит+слода) и внутренней (кварц+доломит+слода) зон; 7, 8 - метасоматиты сопряженного осаднения: карбонатные (7), хлоритовые (8). 9 - границы метасоматических зон

Отличительная черта ильинских карбонатов - их высокая марганцовистость (часто количество $MnCO_3$ больше, чем $FeCO_3$).

Среди слюд в метасоматитах установлены серицит ряда мусковит-фенгит и парагонит. Им свойственна главным образом модификация $2M_1$, иногда отмечается смесь модификаций $2M_1$ и $1M$.

Возможность устойчивости парагонита в условиях березит-лиственитовой формации показана на ряде месторождений (Муртыкты, Березняковское, Березовское, Воронцовское). Почему же все-таки на большинстве объектов березит-лиственитовой формации парагонит не встречается? И еще: какова же судьба выносимого в процессе березитизации-лиственитизации натрия? На этот вопрос был получен ответ при изучении светлых слюд Воронцовского месторождения в вертикальном разрезе. Получилось, что на нижнем горизонте (600-400 м) слюда представлена мусковитом, выше по разрезу мусковитом и парагонитом и еще выше - вновь мусковитом. Парагенезис слюд определяется величиной соотношения $K-Na$ в растворе и pH последнего. Парагонит начинает выделяться при достижении четырехкратного превышения Na над K в растворе.

А.П.Бахтиной с помощью парагенетического анализа показано, что в парагенезисе с парагонитом (из растворов с повышенной натровостью) развиваются (месторождение Муртыкты) карбонаты ряда доломит-анкерит, а из таковых с пониженной натровостью - эти же карбонаты и кальцит.

Хлориты развиты во внешней зоне колонки березит-лиственитовых пород и в сорудных метасоматитах. Первые отвечают рипидолиту-брунсвигиту. Сорудные метасоматиты наиболее богаты железом. Они относятся к Fe -рипидолиту - тюрингиту. Хлорит, фиксируемый в виде оторочек около зерен пирита в сорудных хлоритовых метасоматитах, отличается малой железистостью.

Фьяммэ кремнекислых вулканитов представлено высокоглиноземистой разновидностью хлорита, близкой по составу к судониту.

О глубине формирования месторождения Муртыкты. В.Н.Сазоновым (1984) для этого объекта глубина образования оценена как переходная от мало- к среднеглубинным (1,5 - 2,0 км) золоторудным месторождениям. А.П.Бахтиной (1985) на базе доломит-кальцитового термобарометра глубина до верхней части ореола березитизации-лиственитизации пород Муртыкты определяется в 2,5 км.

Известно, что для полиметаллических месторождений одним из критериев глубинности является проявление процесса баритизации. По И.П.Кушнареву (1982), вертикальный размах глубинности этих месторождений различных типов охватывает интервал 0,5-2,5 км. Максимально распространены баритоносные объекты, глубина формирования которых 1,0-1,5 км. Имеются указания на проявления баритизации до глубины 2,5 км. Сказанное отчетливо иллюстрируется рис. 57.

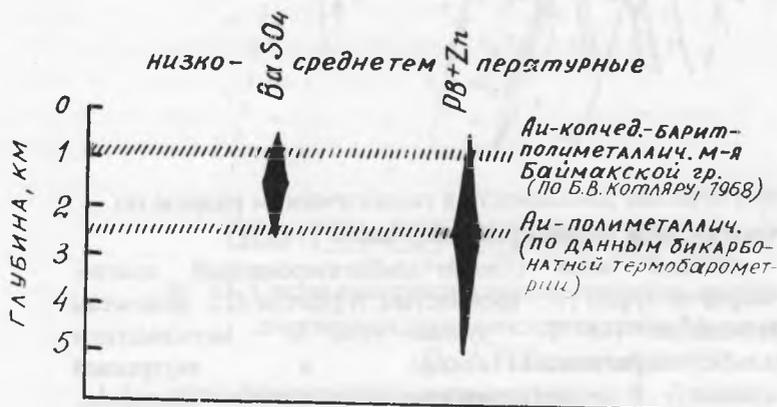


Рис. 57. Глубины формирования некоторых полиметаллических месторождений. Основа диаграммы, по И.П.Кушнареву (1982), А.П. Бахтиной (1985)

Рудная минерализация. Пирит, галенит, сфалерит и халькопирит - главные минералы руд Ильинского рудного поля (табл. 14). Наиболее распространен пирит. Халькопирит мало характерный минерал, количественно резко подчиненный пириту. Пирит, фиксируется в виде вкрапленности различной интенсивности. На ее фоне в виде пятен, гнезд, полос и прожилков, часто весьма сложного строения, проявлена полиметаллическая минерализация (рис. 58, 59). Указанными формами выделения минералов последней определяется текстурный рисунок руд (рис. 60). Установлено несколько генераций каждого из сульфидов (рис. 61).

Редкими минералами руд являются теллуриды, серебро-свинцовые и медно-свинцовые сульфосоли. Их суммарное количество не превышает 1 мас. %.

Самородное золото встречается в рудах в виде мелких бесформенных выделений. Характерны каймы вокруг зерен и стустков сульфидов, реже прожилки в них, а также заполнение золотом межзернового пространства в сульфидном стустке.

Таблица 14

Состав руд месторождения Муртыкты
По (Смирнов и др., 1983)

Рудные минералы	Содержание %	
	от - до	Преобладающее
Пирит	6-75	12-35
Сфалерит	2-22	2-8
Халькопирит	1-5	2-3
Галенит	1-8	1-2
Блеклые руды	Ед.-3	<1
Теллуриды Pb, Ag, Au	Ед. выдел. <1	Ед. выдел.
Сульфосоли Cu, Pb, Ag	То же	Т же

Рудная минерализация, по А.П.Бахтиной (1985), образовалась в четыре стадии. Первым из рудных минералов сформировался пирит. Вторая стадия началась, также с отложения некоторого количества пирита. Последовательность выделения сульфидов этой стадии такова: пирит-сфалерит-халькопирит, галенит. Руды, продукты второй стадии, как правило, подвергнуты внутростадийному брекчированию. К концу второй стадии образовался галенит второй генерации. В третью стадию выделялся главным образом клейофан; ему предшествовало отложение небольшого количества пирита. В конце третьей стадии образовались теллуриды, сульфосоли, самородное золото. В последнюю, четвертую, стадию кварцевых прожилках отложились минералы халькопирит-борнит-гематитовой ассоциации.

В ходе рудоотложения снижалась роль таких элементов-примесей, как Ti, Cr, Cu, V, характерных для ранних сульфидов. В то же время в них (сульфидах) появились Cd, As, Bi, Mn (для некоторых из этих элементов отмечен рост на 1 или даже 2 порядка). Mn и Ti - сквозные элементы рудного процесса, Ag и Au присутствуют в переменных количествах во всех сульфидах из разных ассоциаций. Содержание золота в сульфидах одной ассоциации сопоставимо. Количество его нарастает от 1-й стадии к 3-й и в 4-й резко падает. В минеральных ассоциациях 2-й и 3-й стадий происходит накопление золота в клейофан. Отчетливо установлено (Бахтина, 1985), что пирит 1-й стадии ассоциирует с хлоритом, полиметаллические сульфиды 2-й стадии - преимущественно с карбонатом. Пирит-клейофановая ассоциация 3-й стадии сопровождается высокомарганцовистым карбонатом и кварцем. Сульфиды 4-й стадии ассоциируют главным образом с кварцем.

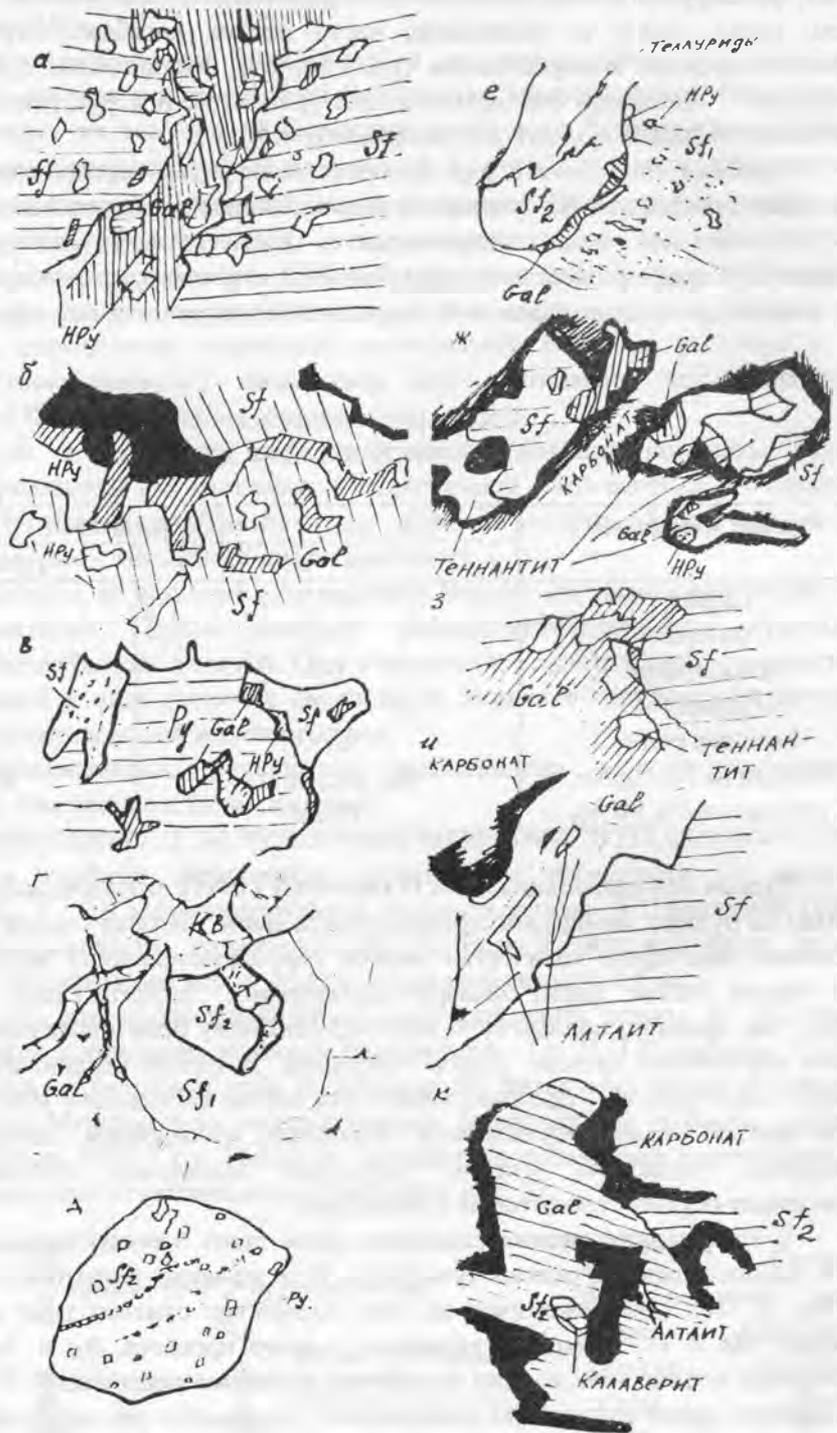


Рис. 58. Типовые взаимоотношения минералов в рудах месторождения Муртыкты. По А.П.Бахтиной (1985):

Зарисовки выполнены: а-в и д-к под микроскопом, увеличение 25X; г - под бинокулой, увеличение 2X. Py - пирит; Sf - сфалерит; Hpy - халькопирит; Gal - галенит; остальные пояснения в тексте

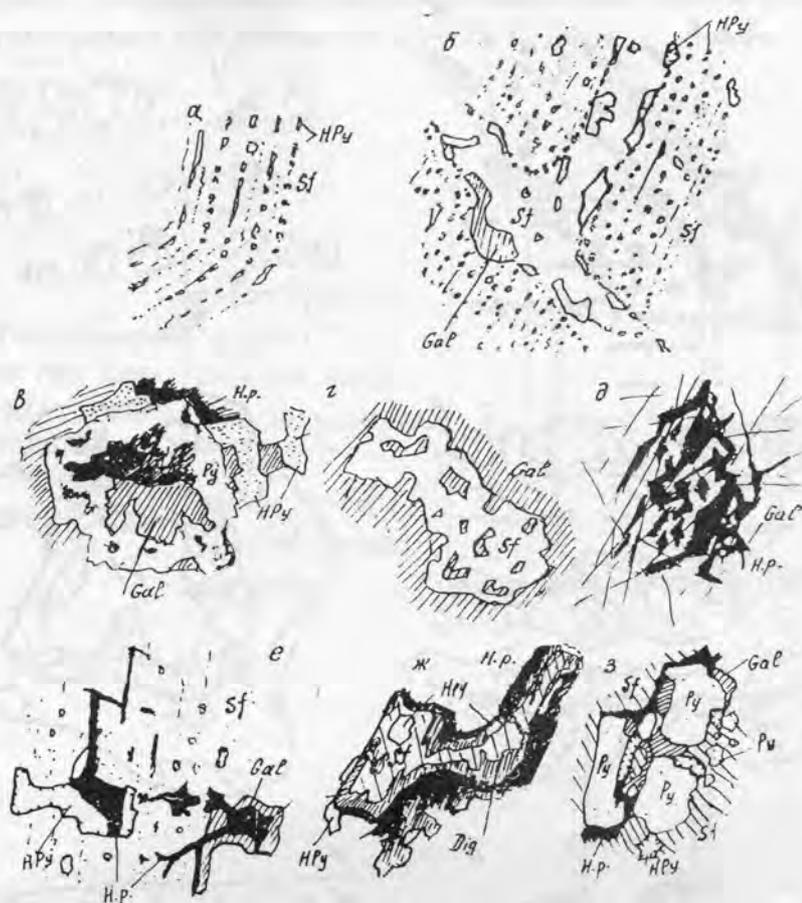


Рис. 59. Вторичные структуры в рудах месторождения Муртыкты.
По А.П.Бахтиной (1985):

Зарисовки выполнены под микроскопом, увеличение 25X: а - эмульсионная структура распада халькопирита в сфалерите; б - структура перекристаллизации с очищением сфалерита и укрупнением выделений халькопирита; в-ж - коррозионные структуры; з - структуры дробления и цементации; остальные обозначения те же, что на рис. 58

Условия и особенности рудоотложения на месторождении Муртыкты. Для руд месторождения были исследованы изотопный состав сульфидной серы в сосуществующих пирите, сфалерите, галените. Результаты представлены на рис. 62. Гистограмма распределения величины изотопного сдвига сульфидной серы полиметаллической ассоциации (рис. 62, а) свидетельствует, с одной стороны, о незначительном (от -3 до -7 %) изотопном сдвиге S сульфатной, а с другой, - о принадлежности части серы инфильтрационному (не мантийному) источнику. Наличие отчетливого максимума на диаграмме, а также узкого интервала разброса значений $\delta^{34}\text{S}$ (свидетельствует о высокой степени гомогенизации S до начала рудоотложения, что возможно только в условиях высоких (больше 400 °C) температур (Воинов, Давиденко, 1976). Предположение А.П.Бахтиной, что некоторое облегчение

изотопа серы гидротерм, обусловивших образование полиметаллических сульфидов месторождения Муртыкты, вызвано контактом их с более ранними колчеданными рудами осадочно-гидротермального генезиса, представляется вполне обоснованным.

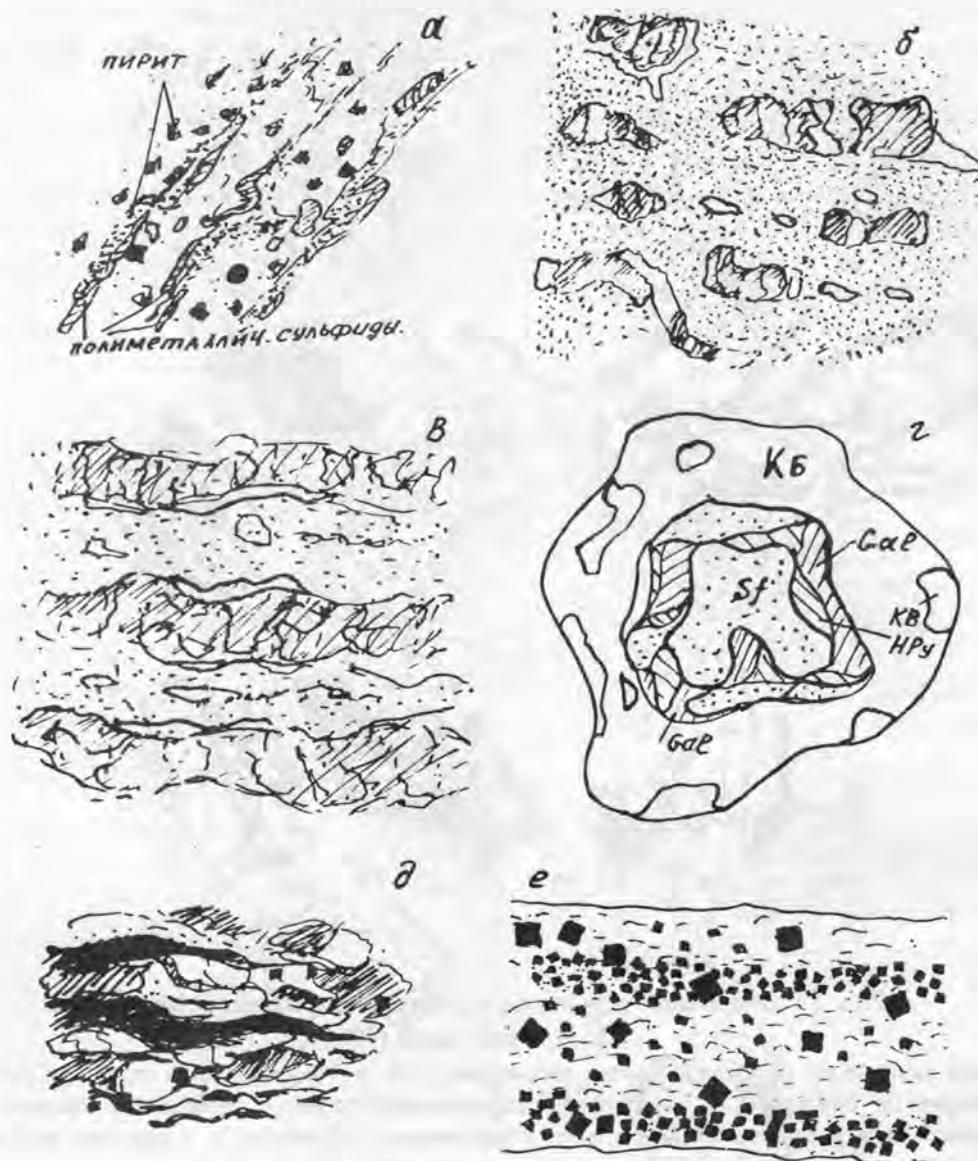


Рис. 60. Текстуры руд месторождения Муртыкты. По А.П.Бахтиной (1985), с изменениями:

По зарисовкам штучных образцов: а - прожилково-вкрапленная; б - пятнистая (крупные выделения полиметаллических сульфидов, светлые участки - нерудные минералы в густо-вкрапленном тонкозернистом агрегате пирита); в - полосчатая (полосы обособления полиметаллических сульфидов в метасоматите, содержащем рассеянную вкрапленность пирита); г - гнездообразная (выделение полиметаллических сульфидов, нерудное выполнение - карбонат и кварц); д - полосчато-прожилковая (замещение хлорит-пиритовой ассоциации - черное - полиметаллическими сульфидами - заштриховано - и кварц-карбонатной массой - светлое); е - полосчатая (хлорит-пиритовые образования раннего серноколчеданного этапа); Кб - карбонат; остальные обозначения минералов те же, что на рис. 58

Определение температуры кристаллизации полиметаллических руд выполнено А.П.Бахтиной на основе распределения $\delta^{34}\text{S}$ между сосуществующими галенитом и сфалеритом, т.к. эти минералы наиболее близки по времени образования. Полученная на такой основе температура начала кристаллизации руд составляет 410-360 °С (рис. 63), а конца – меньше 200 °С. При более низкой температуре кристаллизовалась ассоциация пирита с клейофаном, теллуридами и самородным золотом (см.рис. 61). Закончилось рудоотложение при температуре 175-125 °С.

Рис. 61. Стадийность рудоотложения при формировании руд полиметаллического этапа месторождения Муртыкты. По А.П.Бахтиной (1985)

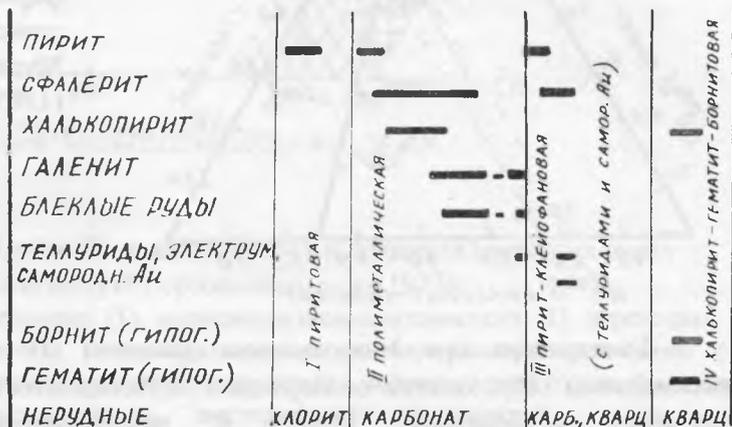
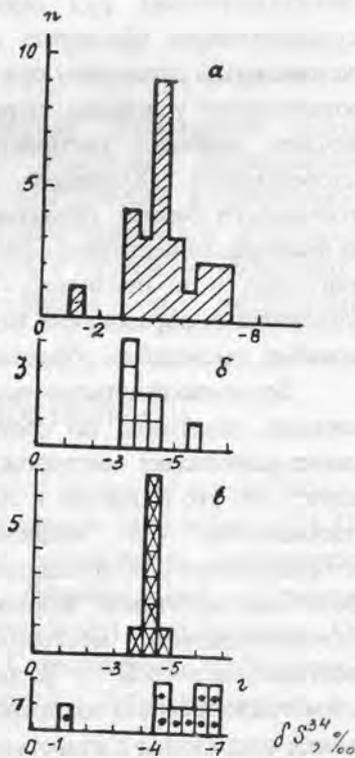


Рис.62. Изотопный состав сульфидной серы полиметаллических руд месторождения Муртыкты.

По А.П.Бахтиной (1985):
 Гистограммы распределения $\delta^{34}\text{S}$:
 а - обобщенная; б - г - в индивидуальных минералах: пиритах (б), сфалеритах (в), галенитах (г)



Золотополиметаллические руды месторождения Муртыкты, а также сопряженные с ними метасоматиты формировались в неспокойной тектонической обстановке. Это обусловило возникновение брекчиевых текстур. Изучение последних показало, что нарастание и падение тектонической активности было неоднократным. Это обусловило телескопированность рудных парагенезисов, нарушение изотопного

равновесия в сокристаллизованных сульфидах и резкое колебание серебро-золотого отношения в рудах.

РТХ – параметры образования околорудных метасоматитов и руд. Прежде всего при развитии гидротермальной системы происходила ее разгерметизация (при этом давление снижается от 0,7 до 0,1 кбар.

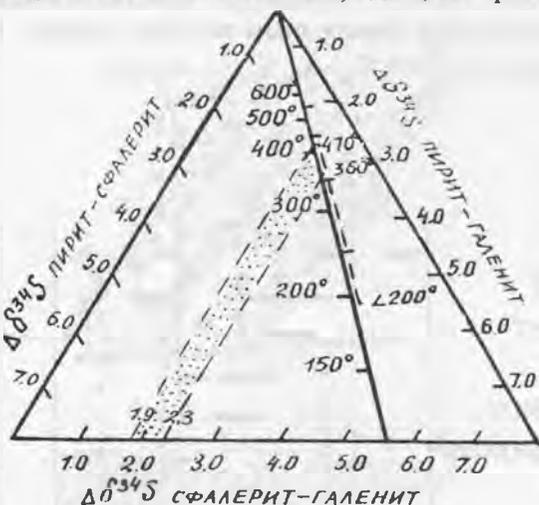


Рис. 63. Температуры формирования полиметаллических руд месторождения Муртыкты. По А.П.Бахтиной (1985)

Температура при минимальном давлении составляет 175-125 °С, а при максимальном (образование околорудных метасоматитов) - 310-290 °С. Эти данные получены А.П.Бахтиной (1985) с использованием доломит-кальцитового геотермобарометра А.С.Таланцева (1981). Температура образования полиметаллических руд оценена А.П.Бахтиной на основе соотношения $\delta^{34}\text{S}$ в сосуществующих сфалерите и галените. Глубина формирования в соответствии с максимальным давлением при развитии гидротермальной системы определена в 2,5 км (соответствует условиям, переходным от мало- к среднеглубинным). Эти значения отвечают наиболее распространенной глубине формирования полиметаллических месторождений (Кушнарев, 1981), а также соответствуют нижней границе устойчивости барита, объясняя его отсутствие в пределах Ильинского рудного поля. Два фактора: существенная роль Mn в составе карбонатов метасоматитов и присутствие парагонита в последних – свидетельствуют о меньшей кислотности гидротерм, обусловивших образование месторождений Ильинского рудного поля по сравнению с таковыми, вызвавшим образование объектов кварц-жильного типа.

Золотополиметаллические месторождения выделяются в самостоятельный тип, отличаясь отчетливо по составу руд от медноколчеданных, колчеданно- и барит-полиметаллических месторождений (рис. 64). Из рассмотренных выше материалов следует, что это различие в существенной мере подкрепляется отличием околорудных метасоматитов (на медноколчеданных и барит-колчеданно-полиметаллических месторождениях они принадлежат кварц-серицитовый, а на золотополиметаллических – березит-лиственитовой формациям). Имеются еще два принципиальных отличия. Медноколчеданные месторождения связаны с колчеданоносной базальтоидной известково-щелочной вулканогенной формацией, а барит-колчеданно-полиметаллические и золотополиметаллические – с андезит-дацитовый. Причем первые объекты сопряжены с известково-щелочной, а вторые – с ее толеитовой разностями.

Теоретическая и практическая значимость данных, полученных при исследовании Ильинского рудного поля. Рассмотрим два главных аспекта. Первый – доказана промышленная значимость золотополиметаллической минерализации, связанной с кислым членом толеитовой андезит-дацитовый формации. Это может быть использовано в качестве стратегического фактора и признака при мелкомасштабных прогнозно-металлогенических исследованиях. Второй аспект заключается в

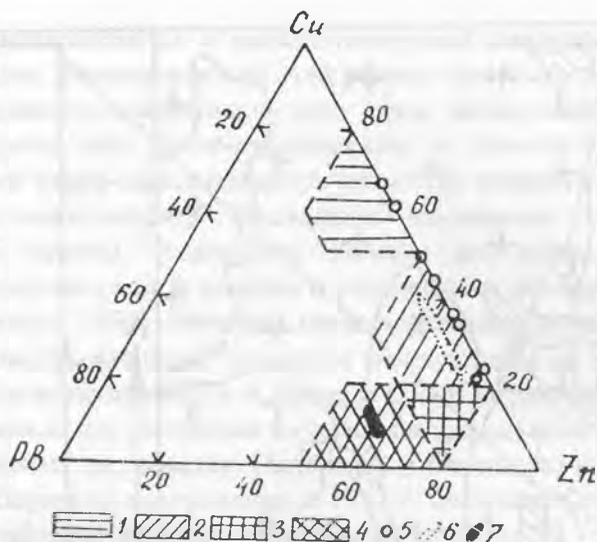


Рис.64. Соотношение Cu-Zn-Pb в колчеданных и полиметаллических рудах (основа диаграммы по Д.И.Горжевскому и др.(1977):

Поля составов руд: медноколчеданных (1), колчеданно-полиметаллических (2), переходных к колчеданно-полиметаллическим (3), полиметаллических и барит-полиметаллических (4) месторождений; 5 - состав руд некоторых медноколчеданных месторождений Урала, 6 - состав руд колчеданно-барит-полиметаллических месторождений Баймакской группы, по М.И.Исмагилову (1968); 7 - состав руд месторождения Муртыкты (по данным М.В.Смирнова, В.В.Кандыбы, Ю.П.Меньшикова и др., 1983).

следующем. Установлены вертикальная и горизонтальная зональности ореолов окислительно измененных пород, наличие в них сорудных метасоматитов, принадлежащих березит-лиственитовой формации. Все эти данные в совокупности представляют, с одной стороны, теоретический интерес (дают основу для детализации развития рудно-геохимических гидротермальных систем), а с другой, - позволяют на научной основе вести разработку тактики поисков и эксплуатации золотополиметаллических объектов типа муртыкты.

ПИЛЬНЕНСКО-БЕРЕЗОГОРСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ (21)

Пильненско-Березогорское рудное поле расположено в 40 км на северо-запад от г. Екатеринбург и в 2 км к востоку от железнодорожной станции Талица (рис. 65). Оно локализуется в островодужной структуре в связи с дацитовыми порфиритами известково-щелочной андезит-дацитовой формации (Червяковский, Нечухин, Мельникова, 1975). Эти породы вытянуты в меридиональном направлении. Они довольно сильно (участками до сланцев) рассланцованы. Сланцеватость круто (угол 70 - 80°) падает на восток. На западе порфириты контактируют с серпентинитами, а на востоке - с плагиигранитами.

Исследование показало (Сазонов, 1984), что в дацитах располагается меридионально ориентированная зона разлома. Она затрагивает не только дациты, но и боковые породы - плагиоклазовые порфириты, терригенные породы с прослоями кварцитов и др. Эта зона отчетливо контролируется указанной сланцеватостью, а также гидротермально-метасоматической переработкой пород. Первично рассматриваемый объект принадлежал к колчеданно-полиметаллическому типу, что доказывается составом окислительных метасоматитов, характером первичного геохимического ореола,

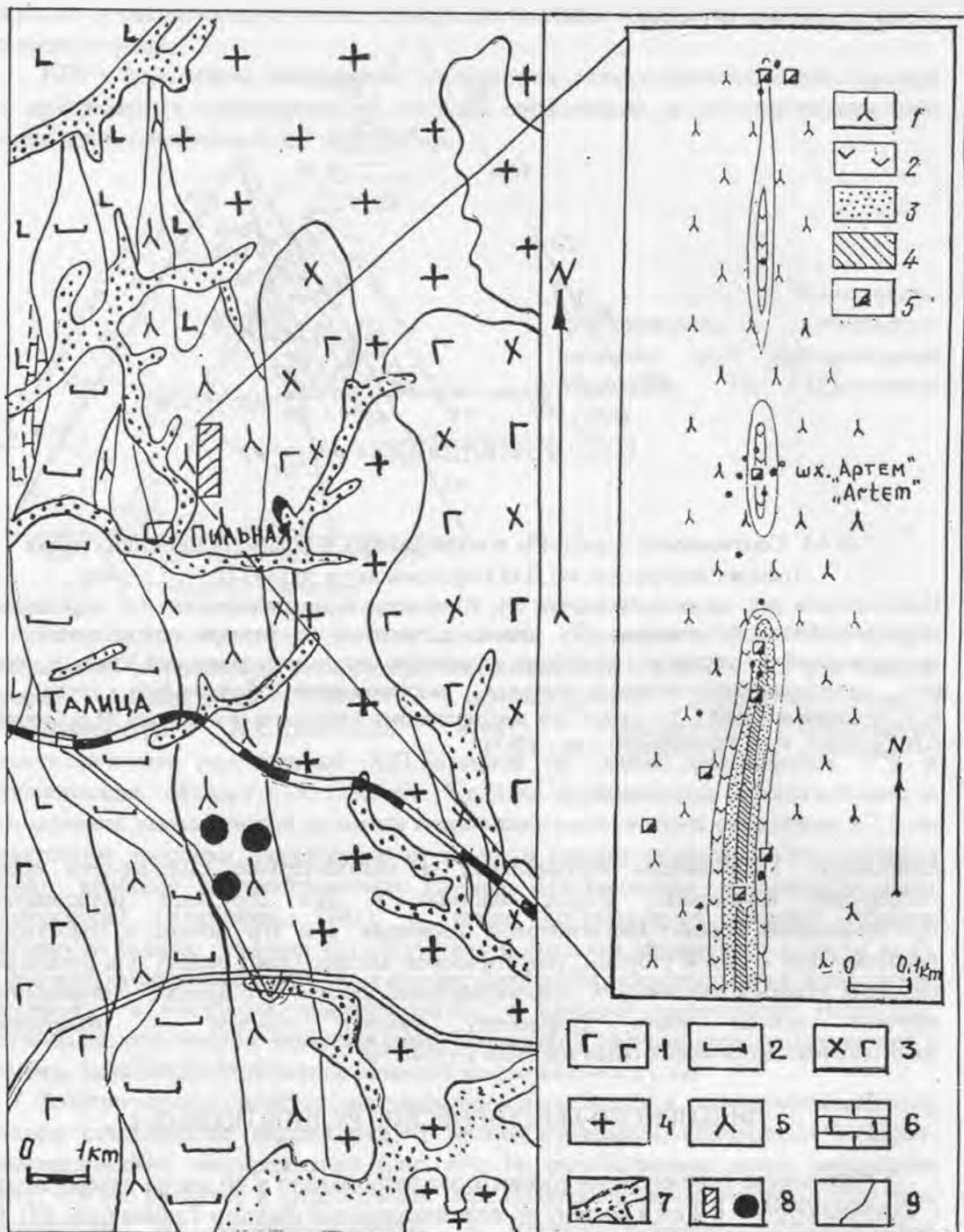


Рис. 65. Геологическое строение Пильненско-Березогорского рудного поля.
По А.А.Иванову (1948), с существенными дополнениями и изменениями.
по В.Н.Сазонову (1984):

1 - габбро; 2 - серпентиниты; 3 - габбро-диориты; 4 - плагиограниты; 5 - дацитовые порфириты;
6 - известняки; 7 - золотонесные россыпи; 8 - Пильненское (заштрихованный прямоугольник)
и Березогорское (залитые кружки) месторождения; 9 - контакты пород.

Условные обозначения к врезке: 1 - эпидотизированные дацитовые порфириты;
2 - 4 - метасоматиты (2 - кварц-альбит-хлорит-серицитовые, 3 - кварц-альбит-серицитовые; 4 -
кварц-серицитовые, иногда с доломитом; 5 - шахты; черные кружки - точки наблюдений

составом карбонатов метасоматитов и металлогенической специализацией (Сазонов, Мурзин, 1994). Очевидно, в коллизионный этап рудное поле было трансформировано: кое-где залежи колчеданно-полиметаллического типа подверглись скарнированию; литогеохимический ореол стал полиметаллическим с золотом; появились дайки гранитоидов; участками кварц-серицитовые метасоматиты подверглись березитизации (в них развился доломит-анкерит). Околорудно измененные породы отчетливо зональны (см. рис.65, врезка). Зональность типична для колонок метасоматитов, относящихся к кварц-серицитовой формации и развившихся по породам кислого или среднего состава (Сазонов, 1984). Местами метасоматическая зональность венчается кварцевой жилой. Жилы объекта были предметом эксплуатации на золото. Они имеют челноковидный характер и, по данным А.А.Иванова (1948), образовались выполнением полостей, которые возникли при смещении по трещинам скалывания.

Рудное поле включает два объекта: Пильненское (на севере) и Березогорское (на юге) месторождения. Первое из них известно с 1914 г. Оно эксплуатировалось вплоть до 1939 г. и было выработано шахтным способом до глубины 50 - 78 м. Рудник был закрыт потому, что содержание полезных компонентов (Cu, Zn, Pb, Au и др.) с глубины 45 - 50 м резко упало. Сразу заметим, что с оценкой перспектив на глубину Пильненско-Березогорского объекта не все так просто. Дело в том, что в 70-х гг. в южной части последнего на глубине около 500 м подсечен интервал минерализованных кварц-серицитовых сланцев с промышленным содержанием (более 3 г/т) золота.

На Пильненском месторождении были выявлены 74 продуктивные кварцевые жилы. Сульфидная минерализация развита в них по массе и приурочена к зальбандам. Часто вкрапленная минерализация фиксируется и в метасоматитах. Кварцевые жилы и сопряженные с ними метасоматиты располагаются "пятнами", что хорошо видно на врезке к рис. 65. Минерализация в рудах месторождения представлена пиритом, сфалеритом, халькопиритом, галенитом, пирротином, теннантитом, борнитом, ковеллином, самородным золотом. Кроме того, отмечен магнетит, а из нерудных - барит и карбонат. Максимальное содержание золота достигало 10,4 г/т, среднее же составляло 6,9 г/т. На Пильненском месторождении в рудных телах установлена вертикальная зональность: минералы с глубиной появляются в последовательности: пирит 1 - сфалерит (халькопирит, блеклая руда) - пирит 2 - галенит.

Березогорское месторождение представлено тремя разобобщенными объектами (см. рис. 65). Месторождение открыто в 1911 г. по выходам бурых железняков. По данным разведочных работ (Русских, 1953 г., и Лунегов, 1956 г.), оруденение указанных объектов представлено вкрапленностью сульфидов в кварц-серицитовых сланцах. Здесь почти нет кварцевых жил, столь обильно представленных на Пильненском месторождении. Названные сланцы имеют субмеридиональную ориентировку и восточное крутое (около 70°) падение. Выделены две субпараллельные полосы сланцев. Минерализация в них близка к той, что описана для Пильненского месторождения. Итак, можно говорить действительно о едином Пильненско-Березогорском рудном поле.

Сведениями об уровне золотоносности Березогорского месторождения мы не располагаем. На базе рассмотренных материалов можно предложить следующую рабочую гипотезу. В северной части рудного поля трансформация проявилась более существенно, чем в южной. При этом происходило метасоматическое преобразование дацитов, связывание выносимого кремнезема в пределах центральной части зоны трансформации, выделение золота из сульфидов с образованием самородков. Южная же часть рудного поля такой трансформации не подверглась, в связи с чем золото осталось рассеянным в сульфидах.

МЕЛЕНТЬЕВСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ (37)

Расположено на Южном Урале, в 8 км северо-северо-западнее г. Миасса Челябинской области. Открыто в 1930 г. Н.И. Кураевым на выработанной Мелентьевской золотой россыпи. Из последней за 1830-1877 гг. было добыто 1,4 т золота. Эксплуатация Мелентьевского рудного месторождения производилась в 1933-1950 гг. Горные разработки опустились на глубину 335 м, буровыми скважинами в отдельных местах вскрыт горизонт 400 м.

Месторождение изучалось И.С. Рожковым (1935), И.С. Рожковым и К.З. Абдрахимовым (1948), Н.А. Павловым (1941) и др. Оно расположено в зоне Таловско-Халиловского и Узункурского глубинных разломов, фиксируемых поясами ультрабазитов.

Рудное поле сложено раннесреднедевонскими диабазами, тонко и грубообломочными туфами кислого состава, с подчиненными кремнистыми и глинистыми туффитами и сургучными яшмами. Простираие туфов и их прослоев 10-25°, падение 100-115° под углом 60-80°. Породы сильно метаморфизованы, местами превращены в разнообразные сланцы альбит-хлорит-эпидотового и хлорит-кварц-серицитового состава. Стратиграфически выше залегают позднедевонские, кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы, туфобрекчии, агломератовые туфы и туфопесчаники. Западнее и юго-западнее месторождения проходит полоса известняков предположительно визейского возраста (рис. 66). В ряде мест района известны небольшие тела габбро-диоритового состава, а на площади месторождения - дайкообразное тело сиенит-аплитов.

Общее строение площади месторождения представляется в виде антиклинальной складки, в ядре которой находятся диабазы, несущие золотое оруденение. Антиклиналь осложнена мелкими складками, продольными и поперечными разрывами и трещинами. Рудные тела находятся в одном из продольных сколовых разрывов. Поперечные сместители имеют юго-восточное простирание (аз. 140-150°) и падение на юго-запад под углом 55-70°; они иногда ограничивают (на горизонте 22 м), а иногда смещают (на горизонте 100 м) рудные тела. Амплитуды перемещения достигают 2 м, при этом южные участки смещаются к западу. Системы трещин юго-восточного и северо-западного простирания, находящиеся в рудных телах и вмещающих породах, чаще имеют пологие углы падения (35-40°), реже крутые (от 55 до 85°).

Золотое оруденение в виде маломощных сульфидных линз-жил и мощных сульфидных вкрапленников контролируется сколовой зоной. Она фиксируется рассланцованными диабазами, превращенными в кварц-хлоритовые, кварц-серицит-хлоритовые и кварц-хлорит-серицит-карбонатные сланцы, несущие по сланцеватости вкрапленную и прожилково-вкрапленную минерализацию золотоносными сульфидами. Зона разрыва фиксируется дайкообразным телом сиенит-аплитов, сильно раздробленным, местами грубобрекчированным и рассланцованным, с обильной золото-сульфидной вкрапленностью.

Гидротермально-метаморфизованные сиенит-аплиты (в их составе ортоклаз, альбит, кварц, серицит, хлорит, кальцит) залегают в рассланцованных диабазах. Мощность сиенит-аплитов 20 м, длина по простиранию около 50 м. По падению ниже горизонта 100 м они разветвляются на несколько параллельных тел.

Группа маломощных линз-жил массивных сульфидов залегают в рассланцованных диабазах. Они имеют простирание 30°, падение 120° и угол падения 80-85°; на нижних горизонтах намечается обратное падение. С поверхности до горизонта 100 м основное сульфидное тело, сопровождаемое тонкими прожилками - линзами сульфидов, имело длину от 30-60 до 100 м и мощность около 2 м. Ниже по падению рудное тело разделилось на несколько линз-жил, следующих одна за другой и

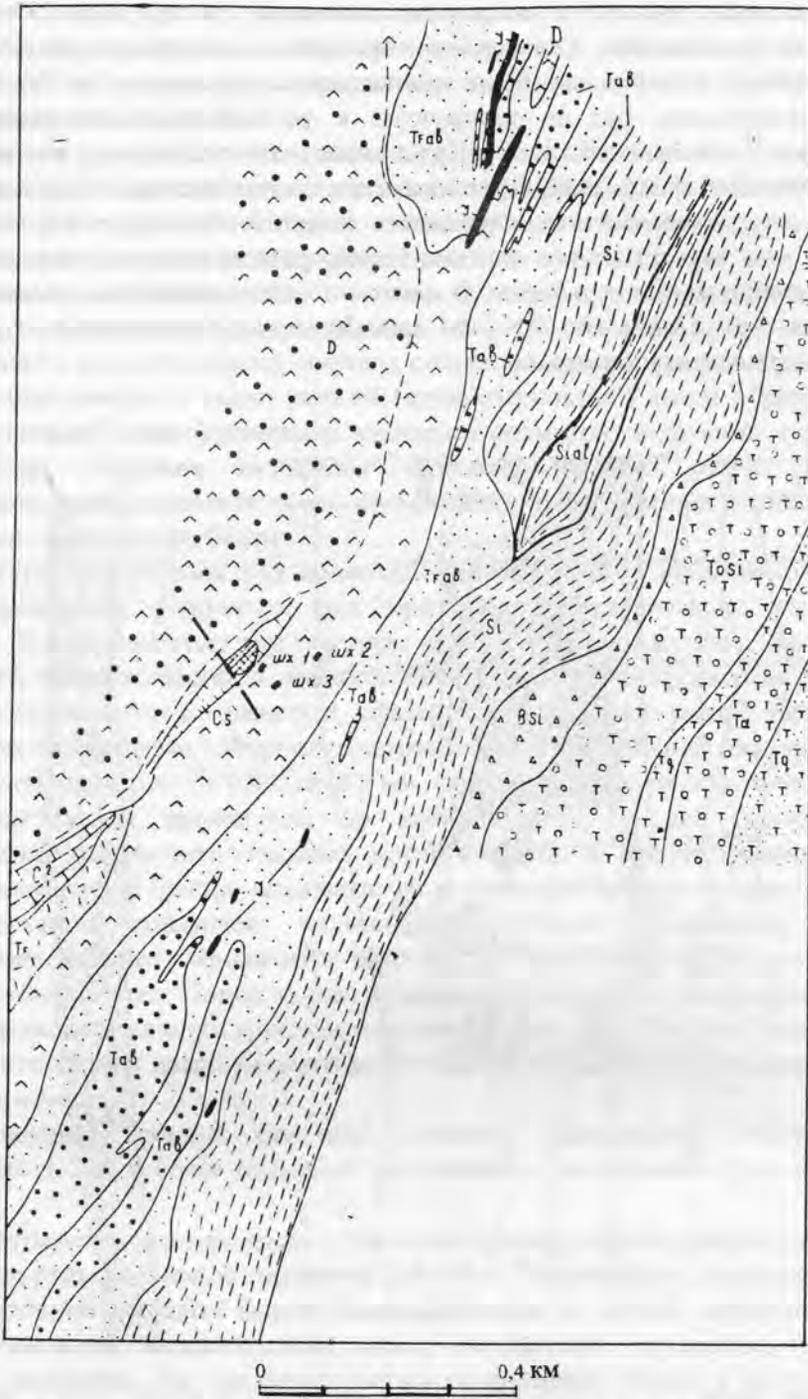


Рис. 66. Схематическая геологическая карта района Мелентьевского месторождения. По (И.С.Рожкову, 1935):

- 1 - известняки (C₁); 2 - туфы андезитового состава; 3 - агломеративные туфы; 4 - туфы различного состава; 5 - туфобрекчии с обломками кремнистых сланцев; 6 - кремнисто-глинистые сланцы; 7 - кремнистые сланцы; 8 - кремнистые и глинистые туффиты; 9 - яшмовидные породы; 10 - туффиты; 11 - туфы риолитов; 12 - альбит-эпидот-кварц-хлоритовые и другие сланцы; 13 - диабазы; 14 - сиенит-аллиты; 15 - выработанная золотая россыпь; 16 - разрывное нарушение

разделенных по простиранию густыми вкрапленниками. На горизонте 335 м длина и число линз-жил уменьшились. Склонение сульфидных тел северное, с углом 75-80°.

Вкрапленные сульфидные руды расположены на западе в лежачем боку массивных сульфидных руд и приурочены к рассланцованным диабазам и к дайкообразному телу сиенит-аплитов, удаленному от сульфидных тел на 5-15 м. Суммарная мощность сульфидной вкрапленности в сиенит-аплитах и рассланцованных диабазах в центральной части месторождения достигает 40 м (рис. 67). В северном направлении зона вкрапленников выклинивается, разветвляясь на несколько полос, разделенных сланцами без сульфидов. В южном направлении выклинивание зоны вкрапленников не установлено. Форма промышленного вкрапленного оруденения определялась прямым опробованием.

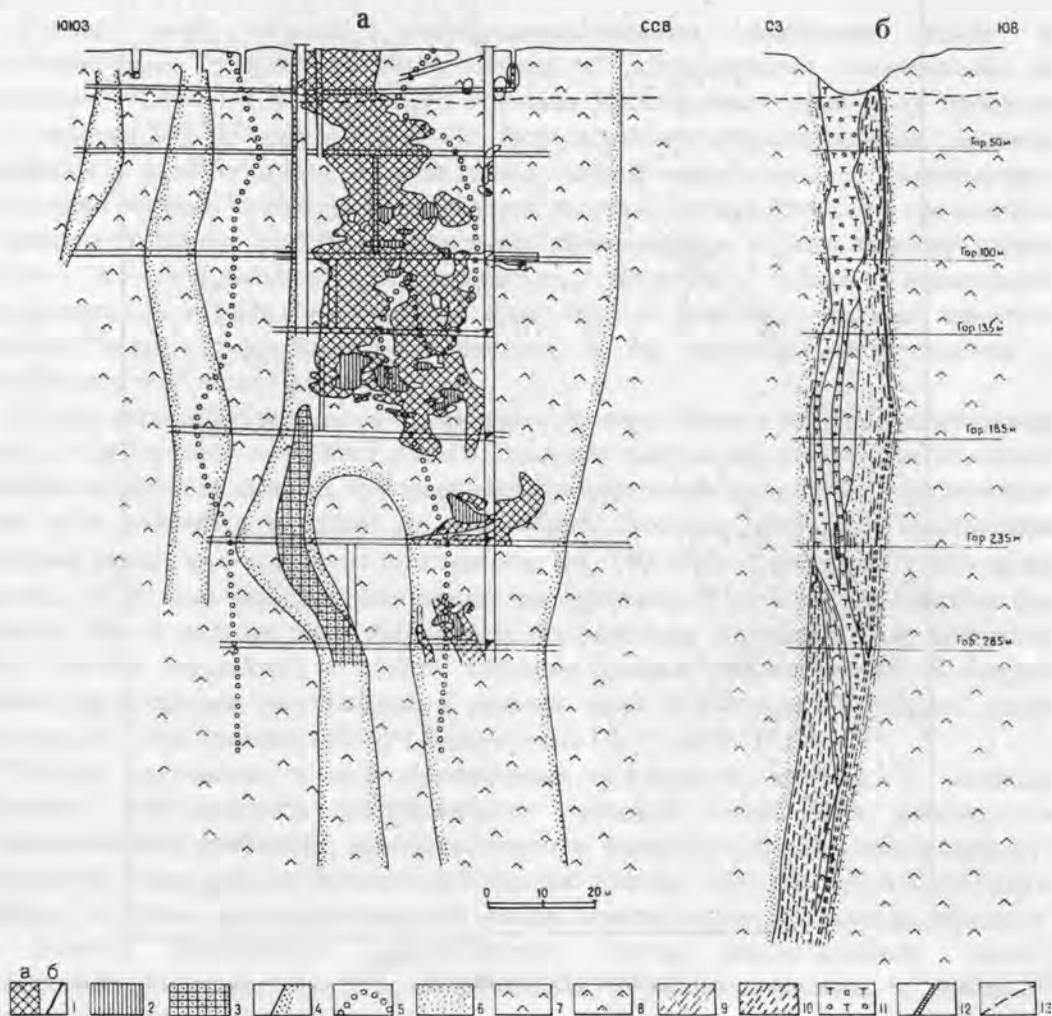


Рис. 67. Разрезы по простиранию (а) и вкрест простирания (б) рудных тел Мелентьевского месторождения. По (Павлов, 1941):

1 - сульфидная линза; 2 - параллельные сульфидные линзочки; 3 - Южная сульфидная линза; 4 - граница сульфидных вкрапленников в рассланцованных диабазах (по простиранию массивных руд); 5 - граница сульфидных вкрапленников в сиенит-порфировой дайке, лежащей за сульфидной линзой; 6 - сульфидные вкрапленники в диабазах и сланцах; 7 - диабазы метаморфизованные; 8 - окремненные диабазы; 9 - рассланцевание в диабазах; 10 - сланцы кварц-хлорит-серичит-карбонатные (сгущение штрихов означает большую степень рассланцевания); 11 - сиенит-аплиты минерализованные; 12 - кварцевые прожилки; 13 - граница коры выветривания

Минеральный состав массивных и вкрапленных руд качественно почти одинаков. Количество рудных минералов наибольшее в массивных рудах (в среднем около 70 об. %) и наименьшее во вкрапленных (в среднем около 10 об. %); в том числе, на пирит приходится 90 об. %.

Минералы руд представлены пиритом (30 об. % общей массы сульфидных руд), сфалеритом (22 об. %), галенитом (9 об. %), халькопиритом (3 об. %), теннантитом (3,5 об. %), магнетитом (редкий и большей частью совместно с кварцем, реже с пиритом и позднее его), молибденитом (очень редким), золотом.

Нерудные минералы представлены кварцем нескольких генераций; его количество в массивных рудах колеблется от 15 до 40 об. %. Кроме того, кварц распространен в виде прожилков, секущих сульфидные руды и вмещающие породы. Из двух генераций кварца в ткани ранний (крупнозернистый) кварц образовался после пирита, а поздний (мелкозернистый) выделялся совместно с другими сульфидами. В числе других нерудных минералов находятся кальцит, барит (распределен неравномерно, иногда в значительных скоплениях), альбит, серицит, хлорит, арагонит, редко эпидот, антофиллит, биотит.

Текстуры сульфидных руд полосчатые (преобладают), массивные, такситовые, иногда сланцеватые. Структуры руд зернистые, субграфические, распада смеси, замещения. Для вкрапленных руд текстуры вкрапленные, полосчатые, брекчиевидные.

Золото обнаруживается в полированных рудах под микроскопом сравнительно часто. Оно ассоциирует с галенитом, сфалеритом и кварцем, реже с халькопиритом, теннантитом и пиритом. Форма золотинок от изометричной до неправильной, ксеноморфной; размер их от 0,005 до 0,2 мм. Состав и пробность золота не изучены.

Рудная стадия проявилась, по крайней мере, в две подстадии, когда первоначально отложились главные массы пирита и крупнозернистого кварца, сопровождавшего или быстро следовавшего за пиритом. Затем, во вторую подстадию, отложилась группа сульфидов: халькопирит, сфалерит и, возможно, с некоторым запаздыванием галенит, теннантит и золото. Сульфиды сопровождалась выделением нового мелкозернистого кварца за счет привнесенного вместе с ними кремнезема (или путем перерождения раннего крупнозернистого кварца). Завершились гидротермальные процессы отложением кварц-кальцитовых и других прожилков, пересекающих руды и боковые породы.

Послерудная стадия отмечена слабыми разрывными нарушениями с амплитудами 1-2 м и более поздними экзогенными изменениями руд и вмещающих пород.

Мелентьевское месторождение считается отработанным. Богатые массивные и вкрапленные руды добыты до горизонта 185-285 м. Остающиеся запасы нерентабельны для эксплуатации. Однако фланги месторождения и полоса деформированных и метаморфизованных вулканогенных пород, вмещающих оруденение, заслуживают серьезного внимания. По исключительному содержанию золота в массивных рудах Мелентьевское месторождение не имеет себе равных.

Что касается тел, сплошных золотополиметаллических руд, то представление об их форме, взаимоотношениях с вмещающими сланцами, состоящими из различных количественных сочетаний серицита, кварца, хлорита, кальцита, можно получить из рис. 67. Рудные тела локализуются в узкой зоне рассланцевания в диабазах. Они залегают согласно с общим простиранением пород района месторождения. Падение таких тел крутое (80-85°) восточное. С гор. 185 м от основного тела сплошных руд в южном направлении отщепляется самостоятельное небольшое рудное тело - "южная линза". Между гор. 235 и 335 м количество линзочек, составляющих основное тело сплошных руд, значительно уменьшается (рис. 68). Ниже 335 м месторождение не изучено.

Распределение золота в рудах неравномерное и определяется коэффициентом вариации, равным 80-50, большим для массивных руд и меньшим для вкрапленников.

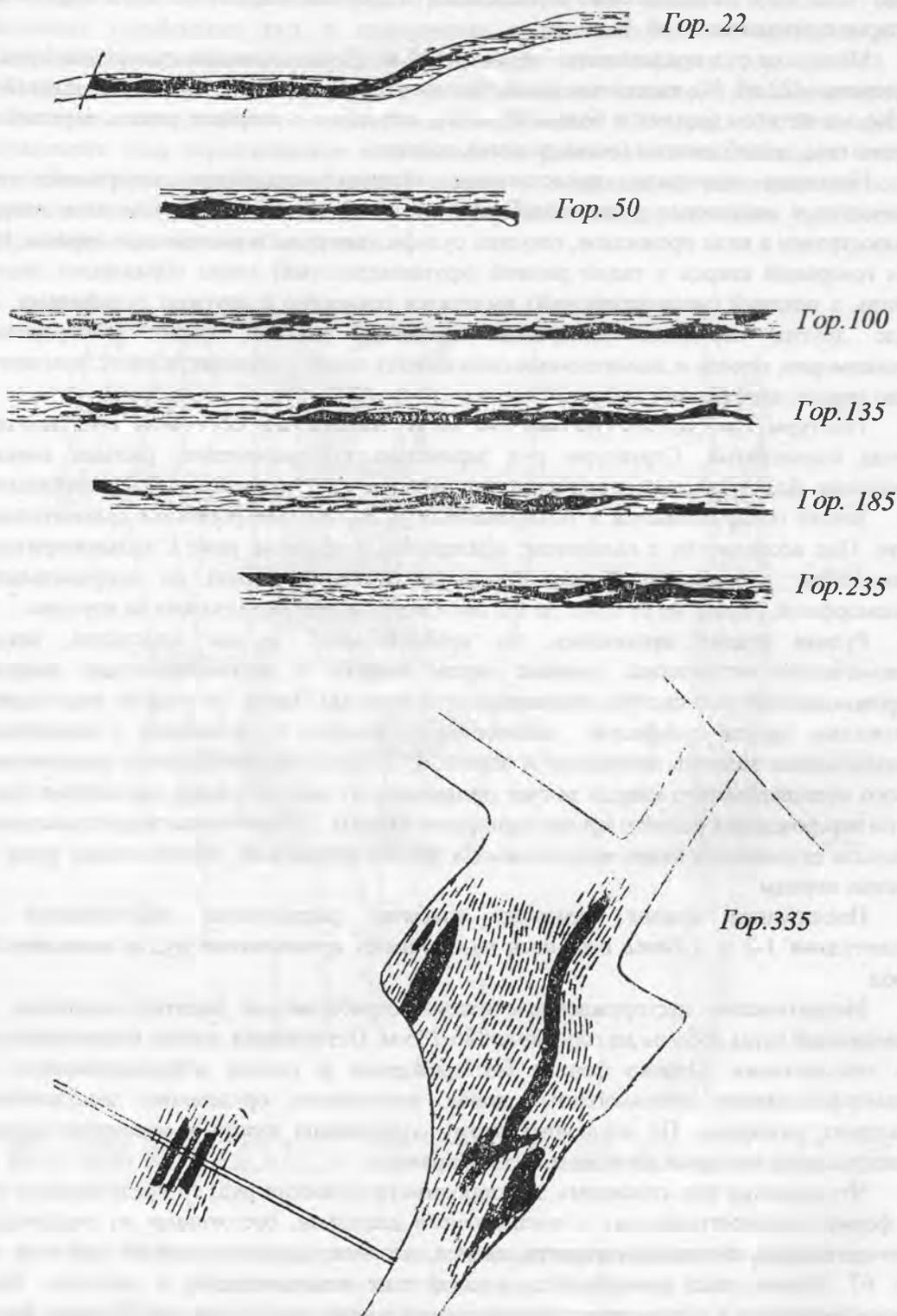


Рис. 68. Характер взаимоотношений между массивными золото-полиметаллическими рудными телами (черное) и околорудными метасоматитами (кварц-серицитовыми и кварц-серицит-хлоритовыми сланцами) с прожилково-вкрапленным золотым оруденением (площади, занятые пунктиром) на различных горизонтах отработки Мелентьевского месторождения.

По (Рожков, Абдрахимов, 1948)

Содержание золота значительно выше в массивных рудах, чем во вкрапленниках диабазов (в 24 раза ниже) или сиенит-аплитов (в 19 раз ниже). В сиенит-аплитах относительно диабазов содержание золота немного больше (в 1,3 раза).

По вертикали содержание золота изменяется своеобразно. В массивных рудах содержание золота (и цинка) увеличивалось с горизонта 24 м до горизонта 135 м, а затем стало снижаться. Однако на горизонте 285 м сохранились высокие средние значения, почти в два раза превосходящие содержания золота на горизонте 24 м. По вкрапленным рудам содержание золота (и цинка) повышалось с горизонта 100 м до горизонта 135 м, а затем упало до низких значений. Таким образом, колебания содержания золота и других элементов связаны целиком с первичными условиями и независимы от экзогенных процессов.

На сегодня месторождение отработано. В практическом отношении оно интереса не представляет. Однако в научном плане и в деле оценки перспектив площадей с развитием золотополиметаллических месторождений значимость полученных на нем материалов весьма высока. Дело в том, что рассматриваемый объект, вернее его часть, представленная телом массивных руд, является промежуточной между объектами золото- и колчеданно-полиметаллического типов. К первым эта часть относится по повышенному содержанию золота, а ко вторым – по кварц-серицитовому составу ореола околорудных изменений и наличию барита в рудах.

Оруденение Мелентьевского месторождения полигенно и полихронно. Ранняя его часть образовалась в среднем девоне, в связи с островодужными вулканитами, по-видимому, андезит-дацитовый известково-щелочной формации. Позднее оруденение сформировалось в раннем карбоне (общеуральская коллизия) в связи с кислым, щелочным дайковым магматизмом.

На Мелентьевском месторождении повышенные концентрации золота тяготеют к дайке щелочного состава. Очевидно, проявленная в рудном поле регенерация колчеданно-полиметаллических залежей (это доказывается кварц-серицитовым составом околорудных метасоматитов и присутствием в последних и рудах барита с концентрацией золота и разбавление его с серебром) парагенетически связаны с этой дайкой (Сазонов, Мурзин, 1995).

КУРОСАНСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ (40)

Расположено на Южном Урале в 35 км на восток от г. Верхнеуральска, в районе северного контакта Краснинского интрузивного массива (рис.69, 70). Рудное поле состоит из Южно-, Западно-Куросанских месторождений и Восточно- и Северно-Куросанских рудопроявлений. Ниже дается их краткая характеристика.

Дацинты и риодациты, к которым приурочено рудное поле, слагают ядро антиклинальной складки, прослеженной более чем на 7 км в субмеридиональном направлении. Рудные тела (оконтуриваются по результатам опробования) имеют длину 50 – 350, а мощность 1 – 40 м. Золото связано в основном с сульфидами (галенит, блеклая руда - основные минералы-концентраторы). Среднее содержание золота в рудах около 6 при вариациях в пределах 2 – 13 г/т.

Наиболее серьезные и детальные исследования месторождений Куросанской группы выполнены А.И.Шмидтом (1960, 1961, 1969 и др.) Им убедительно показано, что объекты рудного поля относятся к полигенному типу месторождений. Этим исследователем здесь выделено два типа одновременных руд: ранние (D_2gv) барит-пиритовые отделены от поздних (D_3fr) золотополиметаллических внедрением Краснинского массива, представленного габбро, диоритами и гранодиоритами (датировки указаны по последним данным, см. Язева, Бочкарев, 1998).

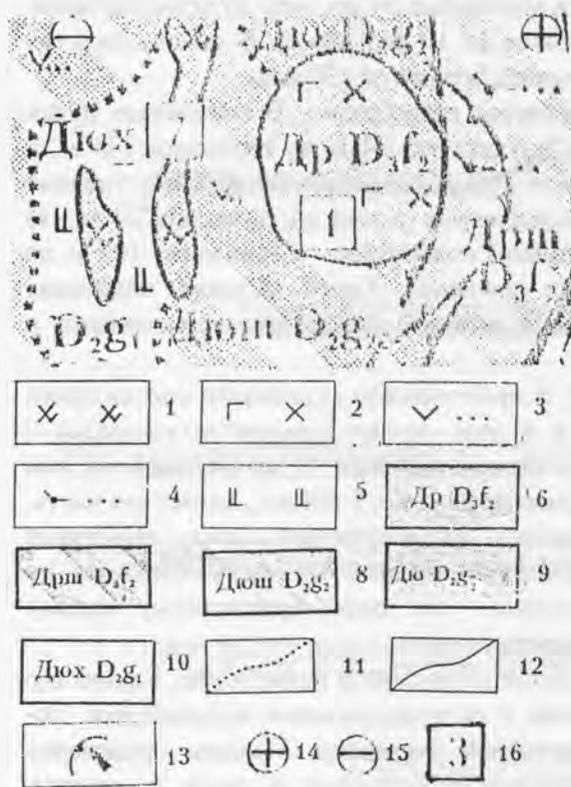


Рис. 69. Геодинамическая карта-схема (масштаб 1:300000) района Куросанского месторождения (компиляция геодинамической карты Южного Урала, Язева, Бочкарев, 1998):

1-5 – магматические и другие формации: 1 – диорит-плагиогранитная, 2 – габбро-диорит-гранодиоритовая, 3 – базальт-андезит-дацитовая, 4 – тефроидная базальт-андезит-базальтовая, 5 – толеитовая; 6-9 – геодинамические обстановки: 6 – барьерная зона внутренней островной дуги, 7 – шельф внутреннего задугового моря, 8 – шельф междугового прогиба и приостровного тылового моря, 9 – барьерная зона внутренней островной дуги; 10 – подводный хребет вдоль низкоскоростной зоны вторичного спрединга; 11 – стратиграфические границы; 12 – интрузивные контакты; 13 – надвиги; 14-15 – приподнятые (14) и опущенные (15) блоки; номера интрузивных массивов: 1 – Краснинский, 7 – Нижегородский

Барит-пиритовая минерализация приурочена к апофизам даек габбро-диабазов месторождения Южный Куросан, которые на некоторых участках интенсивно изменены, в том числе адуляризированы. Барит-пиритовые руды Куросанских объектов пересекаются дайками и замещаются скарнами, связанными с зонально построенным Краснинским массивом гранитоидов.

На объектах Куросанской группы проявлена интенсивная адуляризация. Это изменение предшествует отложению руд, с одной стороны, а с другой, – накладывается на пропилиты.

Пропилитизация развивается на глубинах обычно больше 1-1,5 км, а адуляризация, как показано Д.С.Коржинским (1955), С.И.Набоко (1963) и др., протекает в интервале глубин 200-800 м. Согласно исследованиям А.И.Шмидта (1969), пропилитизация была сопряжена со складчатостью. Образование интрузий диабаз-альбитофирового ряда и колчеданное рудоотложение проходили в островодужной обстановке (D_2), а скарнирование и послескарновый метасоматоз проявились значительно позднее (D_3).

Ранние барит-пиритовые руды по вещественному составу аналогичны рудам колчеданных месторождений Южного Урала (Шмидт, 1960; Сазонов, Мурзин, 1992). Барит-пиритовое (колчеданное) оруденение тесно связано с дацитами и риодацитами, сопровождается процессом адуляризации и серицитизации. С Краснинским штоком концентрического строения (в центральной части развиты аляскиты, порфиоровидные граниты и гранодиориты, по периферии – диориты, габбро, порфиоровидные сиениты) связано скарнирование пород рудовмещающего вулканогенного комплекса и развитие магнетитизации (магнетит замещает пирит барит-колчеданных руд). В ранних рудах установлено скарнирование (Шмидт, 1960).

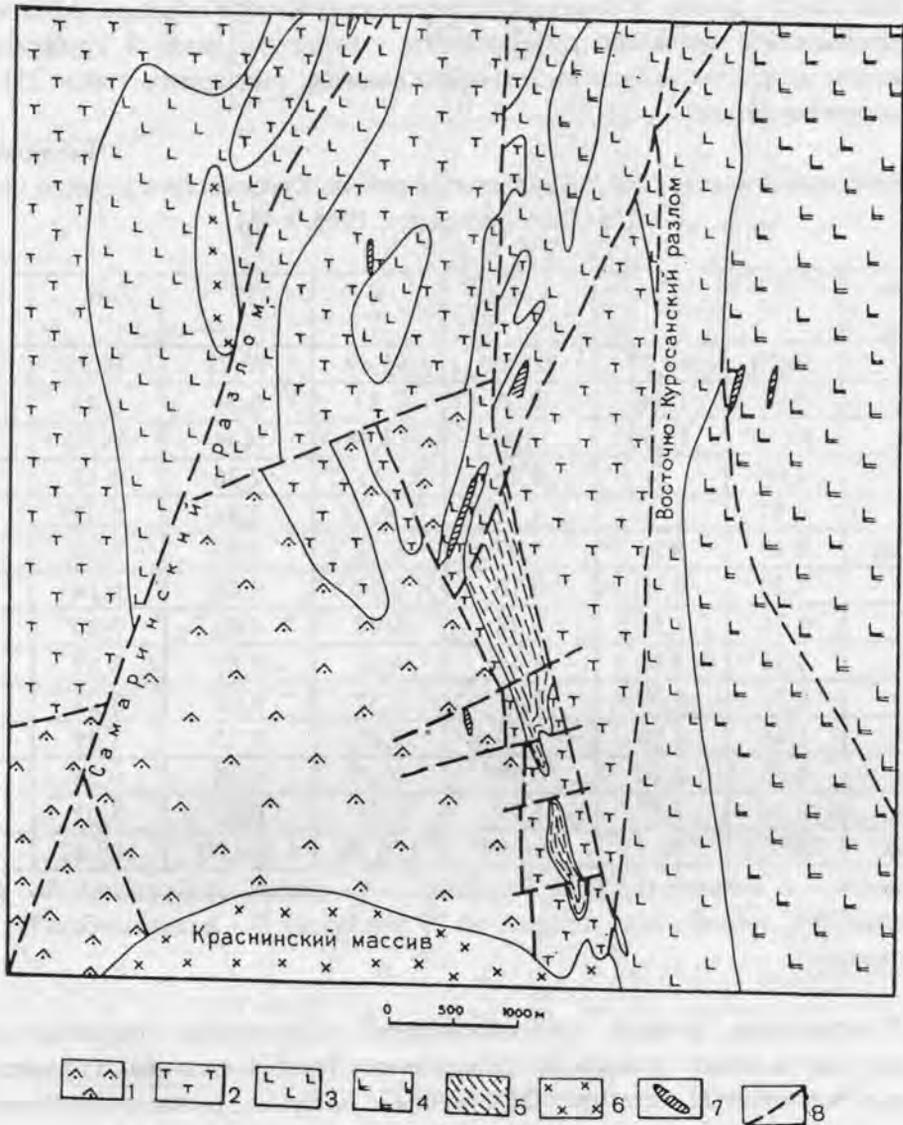


Рис. 70. Схема геологического строения района Куросанского месторождения.

По (Гаев и др., 1966):

1 – риолиты, дациты, андезитовые и андезит-базальтовые туфы (D_2); 2 – туфы базальтового состава, песчаники, туффиты, кремнистые сланцы, базальты (D_2); 3 – базальты и туфы базальтового и андезит-базальтового состава; 4 – андезито-базальты и туфы базальтового и андезитового составов с подчиненными прослоями осадочных пород (S_2 - D_2 gr $_2$); 5 – сланцы кварц-серицитовые; 6 – дациты, гранодиориты, граниты ($D_{2,3}$); 7 – жильные диабазы; 8 – разрывные нарушения

Куросанское рудное поле расположено в пределах Нижегородско-Куросанского интрузивно-вулканического центра, который является барьерной зоной южной внутренней палеодуги (см.рис.69, верхняя часть). В современной структуре – это овальный будинообразный блок шириной до 20 км и длиной 40 км, обтекаемый пластичными тектоническими чешуями в пакете надвигов вдоль края восточного микроконтинента (см. рис.69, восточная часть). Интрузивные массивы (прежде всего интересующие нас Краснинский и Нижегородский их представители) прорывают базальтовый (карамалыташский) цоколь. Их эрозия отвечает гипабиссальному уровню среза отмеченного центра. В северной периферической части последнего (Самаринские горы) сохранились жерловые субвулканы, экструзии, лавы и грубообломочные агглютинаты андезитов, андезито-базальтов, дацитов, риодацитов (табл. 15), а также гранодиорит-порфиров.

Таблица 15

Химический состав (мас.%) вулканитов района Куросанского рудного поля.

По (Язева, Бочкарев, 1998, с.48)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	56,74	64,27	65,59	66,49	70,72	49,22	53,58
TiO ₂	0,92	0,58	0,68	0,81	0,59	0,88	0,81
Al ₂ O ₃	16,10	15,81	14,94	13,86	14,09	17,36	15,13
Fe ₂ O ₃	4,06	-	3,46	-	2,36	4,18	4,30
FeO	4,31	-	2,51	-	1,44	5,72	4,80
FeO общ.	8,37	8,21	5,97	6,22	3,80	9,90	9,10
MnO	0,20	0,16	0,10	0,20	0,06	0,14	0,14
MgO	4,26	1,56	1,48	1,47	0,66	5,80	5,95
CaO	4,85	3,86	1,44	4,60	0,83	8,87	7,24
Na ₂ O	4,71	5,07	7,12	3,31	6,02	3,21	3,56
K ₂ O	1,96	2,96	1,19	2,85	2,25	1,31	1,19
P ₂ O ₅	0,21	0,20	0,19	0,15	0,16	0,23	0,19
П.п.п.	2,23	1,12	1,39	0,78	0,82	3,03	3,09
Сумма	100,55	100,73	100,09	100,74	100,00	100,02	99,97

Примечание. 1 – андезит (р.Сухой Куросан); 2-4 – дацит (р.Куросан); 5 – риодацит (р.Куросан); 6 - лейкобазальт (среднее из 23 анализов); 7 – андезито-базальт (среднее из 24 анализов)

В основании разреза грубообломочных андезитовых пирокластолитов и дацитовых лав залегают хорошо отсортированные тонкообломочные туфопесчаники с прослоями кремнистых пелитов. Обломочный материал риолито-дацитовый, реже базальтоидный. На восточных холмах Самаринских гор вулканогенно-осадочные породы слагают запрокинутую на восток складку с пологим (20-30°) кливажированным западным крылом (Шмидт, 1960; рис. 71, 72). По мнению Р.Г.Язевой и В.В.Бочкарева (1998), природа складчатости оползневая.

Имеющиеся датировки абсолютного возраста (К-Аг метод по серициту) околорудно-измененных пород (335-355 млн лет) дают основание, как нам представляется, для предположения о коллизионной природе складчатости и кливажа в апикальной части складки, к которой приурочены месторождения Куросанского рудного поля. Этим предположением мы ниже воспользуемся, обсудив образование и трансформацию золоторудной минерализации характеризуемого объекта. К северу от Южного Куросана (на холмах) обнажены дациты и риодациты (см. табл.15, № 3,5)

жерловой фации. Само месторождение расположено в афировых дацитах – продуктах лавого потока или силла, связанного с указанной жерловиной.

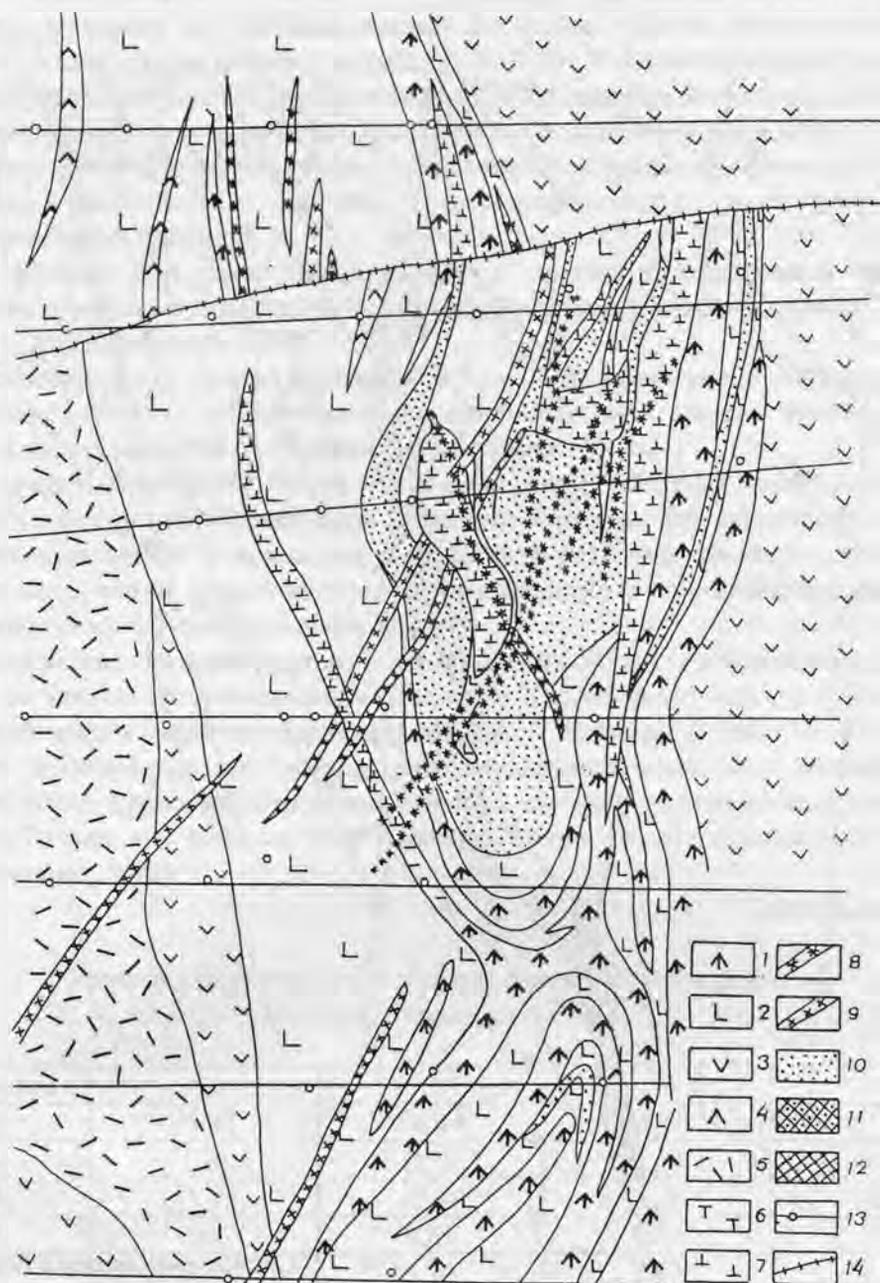


Рис. 71. Схематический геологический план месторождения Южный Курсан.

По (Шмидт, 1960):

1 – диабазы и диабазовые порфириды; 2 – дациты и риолит-дациты серицитизированные и пиритизированные; 3 – базальт-андезитовые порфириды; 4 – андезитовые порфириды; 5 – туфы базальтового состава; 6 – 9 – жильные породы: андезитовые порфириды (6), диабазовые порфириды (7), диабазы (8), габбро-порфириды и спессартиты (9); 10 – кварц - гематитовые образования; 11 – баритовое тело; 12 – дациты и риолит-дациты метасоматически измененные с промышленным содержанием золота; 13 – скважины; 14 – предполагаемые дизъюнктивные нарушения

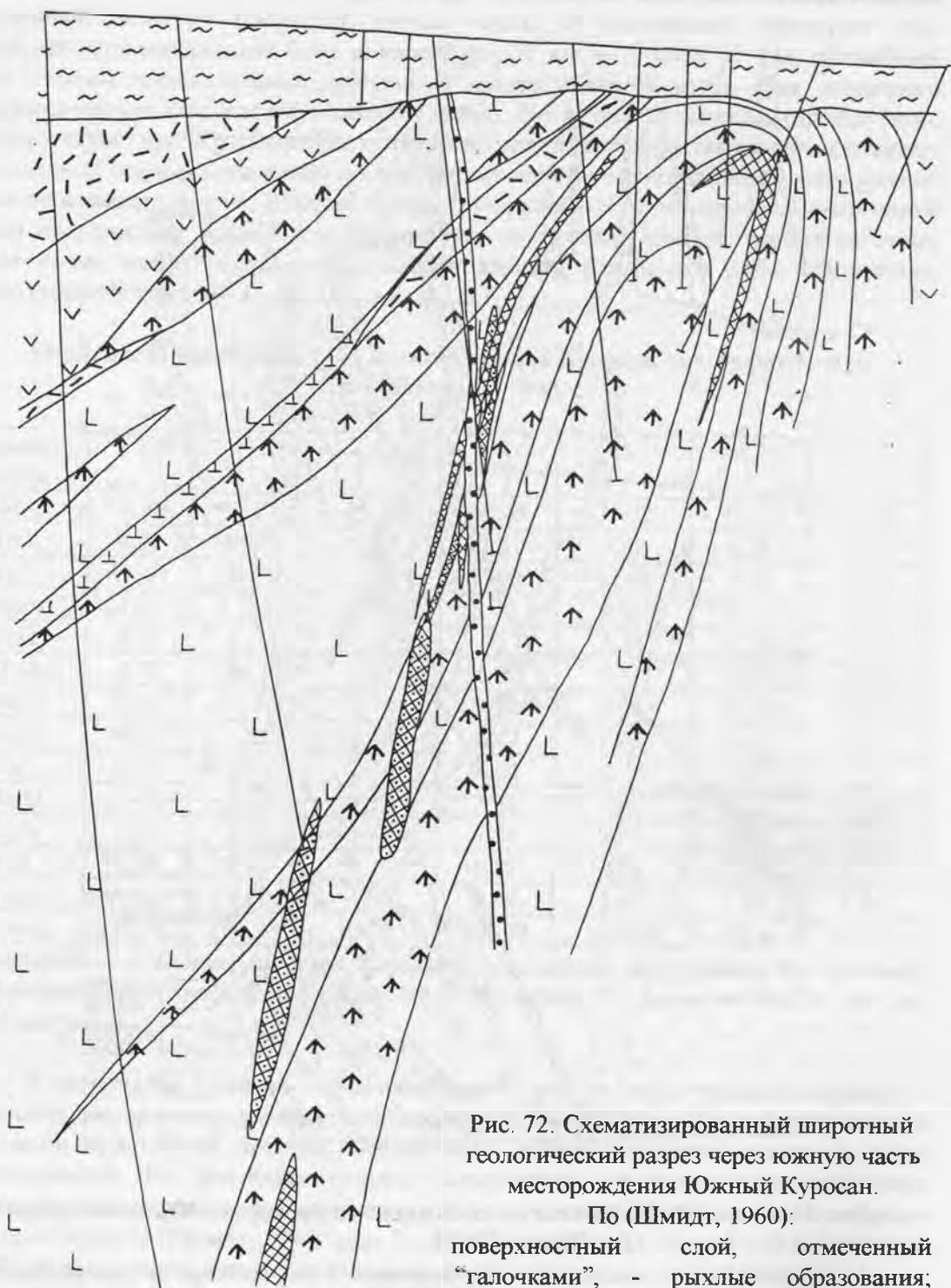


Рис. 72. Схематизированный широтный геологический разрез через южную часть месторождения Южный Куросан.

По (Шмидт, 1960):

поверхностный слой, отмеченный "галочками", - рыхлые образования; остальные условные обозначения см. на рис. 71

Дациты содержат редкие микроскопические вкрапленники и сростки альбитизированного плагиоклаза с частично хлоритизированной зеленой роговой обманкой в слабо раскристаллизованной основной массе (Язева, Бочкарев, 1998).

Холм к западу от рудовмещающей постройки сложен субвулканическими андезитами и андезито-дацитами (см. табл.15, № 1, 2). В андезитах видны гомогенные включения уралитизированного габбро-диорита. Еще далее на запад (гора Левашкина) обнажаются грубообломочные туфы андезитового и андезито-базальтового составов, метаморфизованные в условиях хлорит-пумпеллитовой субфации. Все перечисленные вулканы пересечены дайками плагиоафировых и пироксеновых уралитизированных базальтов.

На Южном Куросане дайки наряду с другими вмещающими породами превращены в метасоматиты хлорит-эпидот-карбонатного с кварцем состава (Шмидт, 1969, 1961; Язева, Бочкарев, 1998).

В левобережье р.Сухой Куросан (см. рис. 70) обнажаются пирокластолиты андезито-базальтового и андезитового составов. Они здесь слагают изолированную пластину в пакете надвигов Сухтелинского аллохтона.

По представлениям Р.Г.Язевой и В.В.Бочкарева (1998), эффузивы Самаринских гор и р. Сухой Куросан (Куросанский комплекс) являются формационным аналогом улугауских вулкаников и принадлежат к К-Na известково-щелочной серии юных островных дуг, что и отражено на геолого-геодинамической схематической карте района Куросанского рудного поля (см. рис. 69).

Геологическая позиция рудного поля в целом и особенно месторождения Южный Куросан во многом предопределяется близостью Куросанского массива гранитоидов. Химический состав этого полифазного массива приведен в табл.16. Последний прорывает и метаморфизует породы рудовмещающего комплекса рудного поля. Возраст массива франкий. Это обосновывается данными определения абсолютного возраста (370 млн лет) К-Ag методом (Шмидт, 1969) и геологическими материалами (Язева, Бочкарев, 1998).

Таблица 16

Химический состав (мас.%) пород Краснинского массива.
По (Язева, Бочкарев, 1998)

Компоненты	1	2	3	4
SiO ₂	55,22	56,44	63,58	64,14
TiO ₂	1,21	0,32	0,63	0,64
Al ₂ O ₃	15,92	15,00	16,01	16,41
Fe ₂ O ₃	5,06	2,61	2,45	1,50
FeO	5,03	5,74	2,87	3,58
MnO	0,18	0,12	0,11	0,11
MgO	2,93	4,84	2,23	1,96
CaO	5,70	4,94	4,00	4,15
Na ₂ O	3,91	5,00	4,01	4,14
K ₂ O	2,68	2,57	3,07	2,96
P ₂ O ₅	0,60	0,28	0,15	0,15
П.п.п.	1,83	2,49	1,54	0,82
Сумма	100,27	100,85	100,65	100,56

Примечание. 1 - монцит; 2,3 - сиенит; 4 - гранодирит. Все анализы выполнены из образцов, взятых на г.Малиновой.

Массив пересечен серией даек аплитов и жил пегматитов, а также более поздними дайками микродиоритов, диоритов, спессартитов, образующих пояс северо-восточного простиранья. Этими дайками, а также апофизами гранодиоритового массива секутся дайки диабазов и диабазовых порфиритов. Следовательно, жильные породы Куросанского рудного поля представлены двумя сериями: ранние дайки предшествуют внедрению гранитоидов, а поздние – следуют за последними.

Формирование структуры рудного поля включает четыре этапа (Шмидт, 1960). В первый образовались вулканиты базальтового, андезит-базальтового, дацитового и риолит-дацитового составов. Эти породы подвергнуты складчатости (см. рис. 72). Оруденение (полигенное и полихронное) приурочено к антиклинальным структурам с крутым падением крыльев. Со складкообразованием сопряжено формирование субмеридиональных трещин кливажа и субширотных зон расщепления. Второй этап соответствует образованию диабазовых даек и барит-пиритовых руд прожилково-вкрапленного (иногда штокверкового) типа. В третий этап внедрилась зонально построенная Краснинская интрузия. В пределах рудного поля этот этап проявлен также образованием скарнов, магнетитовой минерализации и жильными дериватами Краснинской интрузии, пересекающими и метаморфизирующими барит-пиритовые руды. В этот этап были подновлены сколовые трещины северо-восточной ориентировки, по которым последовательно сформировались скарны и зоны скарнирования, дайки диабазовых порфиритов и лампрофиров и зоны магнетитовой минерализации.

Четвертый этап выделен на основе изучения условий локализации золотополиметаллической минерализации. Она фиксируется в виде меридионального вытянутого пластообразного контура. Рудоподводящими для формирования этой минерализации были тектонически проработанные субмеридиональные дайки и, как недавно выяснилось (Язева, Бочкарев, 1998), субвулканические тела андезитов.

На основании пластовидной формы общего контура рудной зоны месторождения Южный Куросан А.И.Шмидт (1960, с. 142) полагал, что этот объект является не дошедшим до конца медноколчеданным месторождением в связи с недостаточной проявленностью барит-пиритовой и золотополиметаллической стадий (этапов) минерализации. Им же показано, что обе они проявились в условиях широтного сжатия, обусловившего интенсивную трансформацию пород (складчатость, расщепление, дробление). Поэтому, видимо, здесь речь должна идти, скорее всего, о трансформации (тектонической) ранних колчеданных залежей, а не об их формировании. Причем, ранние барит-пиритовые руды сформировались, судя по приведенным выше данным, не осадочно-гидротермальным путем, а гидротермально-метасоматическим (свидетельство – развитие барит-адуляровых метасоматитов). Правда, не исключено, что ранняя сульфидная (пиритовая) минерализация сосредоточивалась в пластовидных залежах, как на месторождении Муртыкты (Ильинское рудное поле). Трансформация их в условиях сжатия может привести к образованию штокверка в риодацитах, дацитах.

Краткая характеристика объектов рудного поля. Месторождение *Западный Куросан* приурочено к брахискладке, осложняющей Куросанскую антиклинальную структуру. На месторождении развиты дациты и риодациты, а также диабазы. В небольшом количестве зафиксированы лавы и пирокластические образования. Здесь выявлены четыре рудных тела: Западное, Центральное, Промежуточное и Восточное. Рудные тела (оконтуривание проведено при бортовом содержании золота 2 г/т) имеют линзовидную форму. В вертикальной плоскости они клиновидно уходят вниз. Рудные тела протягиваются на 450 м, на глубину они прослежены на 170 м. Мощности рудных тел 0,5 - 6,0 м. Промышленные участки в пределах рудоносных зон расположены пятнами. Они в основном приурочиваются к дайке диоритовых порфиритов.

На месторождении отчетливо проявлен кливажный “веер”, длина которого 400 м при ширине 200 м. Он вытянут в меридиональном направлении. Западное его крыло

субвертикальное, восточное выволаживается вверх по восстанию. В плане отчетливо прослеживается выклинивание веера на север и раскрытие – на юг (Белгородский, 1998). По данным разведочного бурения, рудные тела и кливажные трещины выклиниваются на глубине 300 – 400 м.

Кроме барит-пиритовой и золотополиметаллической минерализации, на месторождении Западный Куросан развит кварц-гематитовый штокверк с тонкодисперсным золотом. В западном борту эксплуатационного карьера кварц-гематитовые породы образуют своеобразную шляпу (мощность до 2,5 м) подводного окисления колчеданных руд.

Южный Куросан расположен в 0,2 – 0,3 км на север от современного контакта Краснинского массива. В центральной части месторождения расположены риодациты и базальты. Восточный и западный фланги сложены андезит-базальтовыми порфиритами и такого же состава туфами. На месторождении установлено большое количество даек субмеридиональной ориентировки, представленных диабазами и габбро. Мощность даек 0,3 – 10,0 м.

Рудные тела на месторождении – это минерализованные сульфидами дациты и риодациты. Здесь, как и на Западном Куросане, развит рудоносный штокверк, имеющий форму веера, выклинивающегося по падению и раскрывающегося с юга на север. Здесь известна барит-пиритовая залежь (в верхней части месторождения) и четыре зоны магнетит-гематит-кварцевого состава. Протяженность зон до 100 м, мощность до 5 – 8 м. Рудные тела Южного Куросана были захоронены в процессе продолжавшихся вулканизма и осадконакопления в пострудное время (Белгородский, 1998).

Рудопроявление *Северный Куросан* расположено в 7 – 8 км севернее Южного Куросана. Сложено дацитами, риодацитами и туфами кислого состава. В пределах субмеридионально ориентированной рудоносной зоны указанные породы превращены в кварц-серицитовые и серицит-хлоритовые сланцы. Здесь развита главным образом пиритовая минерализация. По данным разведочных работ и А.И.Шмидта (1961), золото в минерализованных сланцах отсутствует.

Рудопроявление *Восточный Куросан* изучено слабо. Здесь среди вулканитов (дациты, андезитовые и базальтовые порфириты) развиты зоны минерализации с содержанием золота, не представляющим практического интереса.

Дорудные, околорудные метасоматиты, рудная минерализация. Краснинский массив окружен узким прерывистым ореолом амфиболизации. Последний накладывается как на вмещающие породы, так и на дайки диабазовых порфиритов, не затрагивая серии послегранитоидных даек.

Скарнирование проявлено в достаточно маломощной контактовой зоне Краснинской интрузии. От контакта последней оно удаляется только в связи с дайками лампрофиров северо-восточного простирания. Скарнирование выражается в относительно равномерной слабой эпидотизации вулканитов – пород кровли интрузии. На этом фоне выделяются участки сплошных эпидозитов и пятна метасоматитов гранат-эпидотового состава. В периферических частях ореола скарнирования развит магнетит, который замещает раннюю пиритовую минерализацию обычно в контактовых зонах даек габбро, порой имеющих порфиритообразный облик (рис. 73). Ранняя пиритовая минерализация замещается не только “скарновым” пиритом, но и самими скарнами (рис. 74,75). В центральной части ореолов установлена послескарновая халькопирит-пиритовая минерализация, которая является продуктом поздней стадии скарнирования (Шмидт, 1961) или стадии гистерогенного разложения скарнов (Мурзин, Сазонов, 1997).

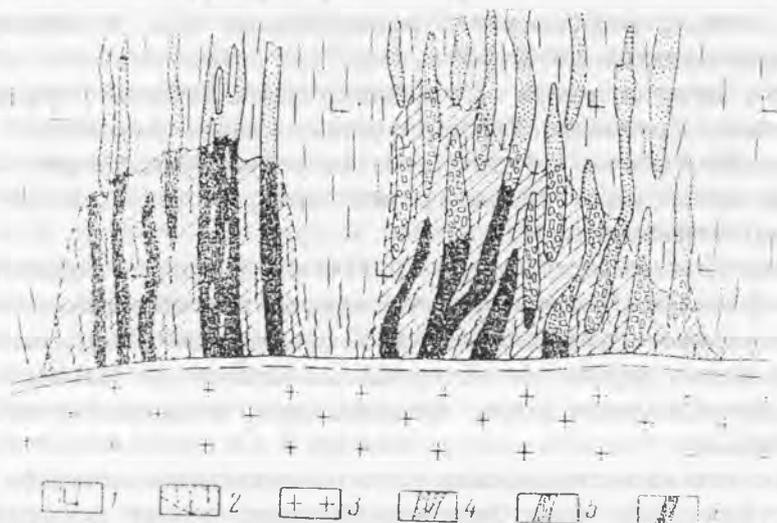


Рис. 73. Серия прожилков пирита, пересеченных дайкой габбро-порфирита и вблизи контактовой поверхности дайки замещенных магнетитом.

Зарисовка стенки кваршлага. По (Шмидт, 1961):

1 – рассланцованные риолиты; 2 – то же хлоритизированные; 3 – дайка габбро-порфиритов; 4 – мелкозернистый пирит (прожилки); 5 – крупнозернистый пирит (прожилки); 6 – прожилки магнетитового состава. Масштаб 1: 4

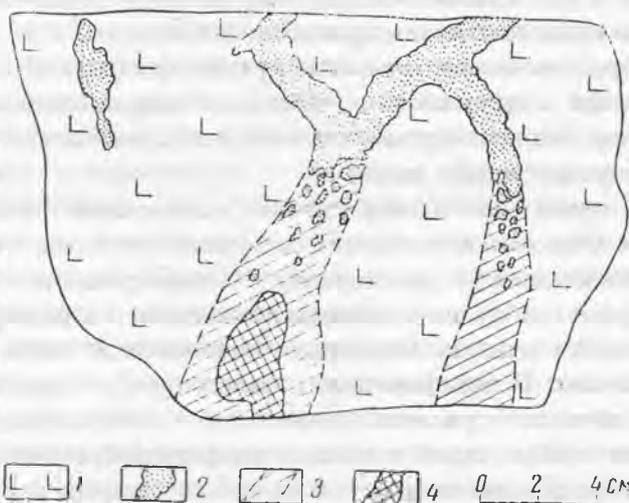


Рис. 74. Замещение серноколчеданных прожилков (2) агрегатом эпидотового (3) и эпидот-гранатового (4) составов в риолитах (1). По (Шмидт, 1961)



Рис. 75. Цементирование раздробленной апофизы дайки диабазовых порфиров (2) серноколчеданной вкрапленностью (3), частично замещенной магнетитом (4).
1 – риодациты. Стенка кваршлага.
Масштаб 1: 2. По (Шмидт, 1961)

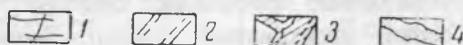
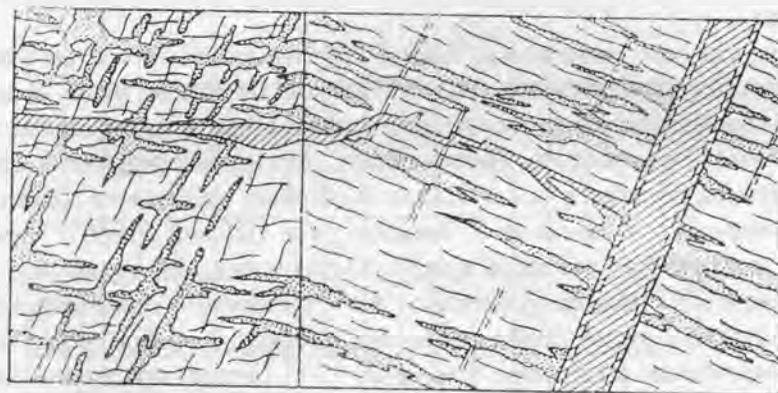


Рис. 76. Приуроченность серноколчеданных руд к двум системам трещин и пересечение дайкой диабазовых порфиров этих руд.
Зарисовка стенок разведочной шахты. По (Шмидт, 1961):
1 – две системы трещин, развитые на Южно-Куросанском месторождении;
2 – зоны тектонических нарушений; 3 – дайка диабазовых порфиров;
4 – серноколчеданные руды

Генеральную последовательность развития интрузий и метасоматитов в пределах рудного поля можно представить в виде следующего ряда: диабазы (после рассланцевания пород рамы) – кварц-гематитовые тела – краснинские гранитоиды, сопутствующие им амфиболизация и скарнирование – дайки габбро-порфириров и лампрофиров – магнетитовая минерализация (фиксирует конец процесса скарнирования, определяет внутрискарновый возраст даек поздней серии), золотополиметаллическая минерализация и сопутствующие ей березиты-листвениты.

Рудная минерализация прожилково-вкрапленного типа фиксируется в виде штокверков (рис. 76) в метасоматически измененных (кварц-серицитовая формация) дацитах и риодацитах. Кроме того, иногда в рудном поле отмечаются небольшие тела массивного пирита и халькопирита и линзы барита. Главные минералы руд: пирит и барит, отмечаются сфалерит, халькопирит, галенит, блеклая руда, золото, гематит. Очень редки пирротин, ковеллин, халькозин и молибденит. В качестве редкой находки установлен арсенопирит.

Выделены две устойчивые рудные минеральные ассоциации: барит-пиритовая (ранняя) и галенит-сфалеритовая (поздняя). Последняя является золотоносной. А.И.Шмидтом (1961) указывается интересная закономерность распределения золота в Куросанском рудном поле. Северный Куросан (наиболее удаленная от Краснинского массива часть рудного поля) отличается отсутствием золота в колчеданных (пиритовых) рудах и присутствием в них повышенного количества селена и теллура (обычная картина для медноколчеданных месторождений уральского типа). На Южном Куросане (наиболее приближен к Краснинскому массиву, его верхняя часть отработана карьером на золото) характеризуется развитием в рудах галенит-сфалеритовой минеральной ассоциации с промышленной золотоносностью.

Золотополиметаллическое оруденение, впрочем, как и барит-пиритовое, приурочено к месту воздымания шарнира складки. Рудные тела выклиниваются к северу и югу, в местах погружения оси этой структуры. Они имеют субмеридиональное простирание и секущее положение по отношению к субширотно ориентированной рассланцовке пород.

Ранние руды, как уже отмечалось, имеют барит-пиритовый состав. Около них вмещающие породы адуляризированы. Золотополиметаллические руды существенно сфалеритовые. Со сфалеритом тесно ассоциирует пирит. Пирит-сфалеритовые агрегаты рассекаются тонкими прожилками, состоящими из мелкозернистого сфалерита, халькопирита, галенита, блеклой руды и мелких выделений свободного золота. Золото, как правило, фиксируется в галените и блеклой руде (Шмидт, 1960). Химический состав минералов поздних руд приведен в табл. 17. Из последней видно, что состав и пробы самородного золота обычны для объектов колчеданного типа. Золотополиметаллическим рудам свойственны два морфологических типа: гнездовые скопления и прожилковые выделения (см. рис. 73). Гнезда представлены только сульфидами, среди которых существенно преобладает сфалерит. В прожилках же до 60 % объема составляет серый шестоватый кварц. Золотополиметаллическая минерализация образовалась позднее даек обеих возрастных групп. А.И.Шмидтом (1961) показано, что это оруденение развито даже в дайках габбро-порфириров, имеющих послегранитоидный (после Краснинского массива) возраст. Золотополиметаллические прожилковые руды пересекают не только пирит-баритовые руды, но также магнетитовые образования — продукты скарнирования (рис. 77). Минералы золотополиметаллической минеральной ассоциации как бы цементируют выделения магнетита, иногда рассекают их (рис. 78).

Таблица 17

Химический состав (мас.%) некоторых рудных минералов месторождения Южный Куросан

Минералы	Au	Ag	Cu	Hg	Zn	Fe	Cd	S	As	Sb	Сумма	Проба
Самородное золото	71,45	26,87	0,0	0,19	-	-	-	-	-	-	98,51	725
	73,78	24,46	0,19	0,17	-	-	-	-	-	-	98,60	748
	86,13	13,47	0,0	0,0	-	-	-	-	-	-	99,60	879
	87,32	12,04	0,0	0,0	-	-	-	-	-	-	99,36	879
	64,56	33,28	0,0	0,18	-	-	-	-	-	-	99,02	652
Сфалерит	-	-	0,0	0,39	65,81	0,29	0,0	32,33	-	-	98,82	-
	-	-	0,0	0,17	65,58	0,64	0,27	32,30	-	-	98,96	-
	-	-	0,0	0,28	66,57	0,15	0,14	32,64	-	-	99,78	-
	-	-	0,0	0,12	66,08	0,19	0,0	31,90	-	-	98,29	-
	-	-	0,21	0,20	61,90	0,46	4,70	31,64	-	-	99,11	-
	-	-	0,0	0,0	66,22	0,19	0,0	31,72	-	-	98,13	-
Блеклые руды	-	1,11	39,86	0,24	6,08	1,49	0,0	27,82	18,07	3,96	98,63	-
	-	0,64	40,71	0,34	5,60	2,57	0,0	28,04	19,50	2,02	99,42	-
	-	1,59	40,49	0,12	6,63	2,07	0,08	27,43	18,30	4,17	100,88	-
	-	0,0	41,49	0,0	6,42	2,06	0,0	27,27	19,59	1,48	98,31	-
	-	3,49	39,00	0,32	6,33	1,31	0,05	27,14	17,38	5,08	100,10	-
	-	0,67	40,68	0,0	5,77	1,97	0,0	28,09	20,48	0,87	98,53	-

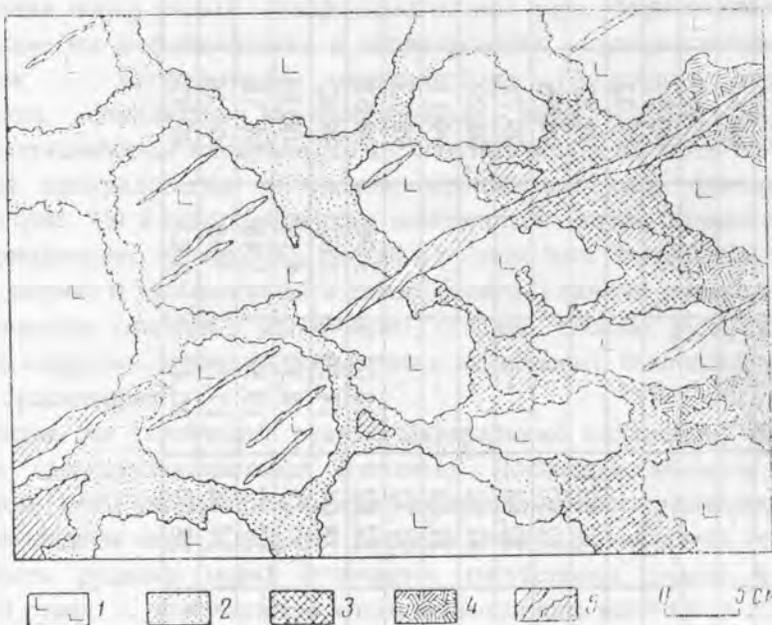


Рис. 77. Прожилки и гнезда, сложенные сфалеритом, галенитом и пиритом (5), пересекают серноколчеданные (2) и магнетитовые (3), в том числе мушкетероидные (4), образования среди вмещающих их дацитов и риодацитов (1). По (Шмидт, 1961)

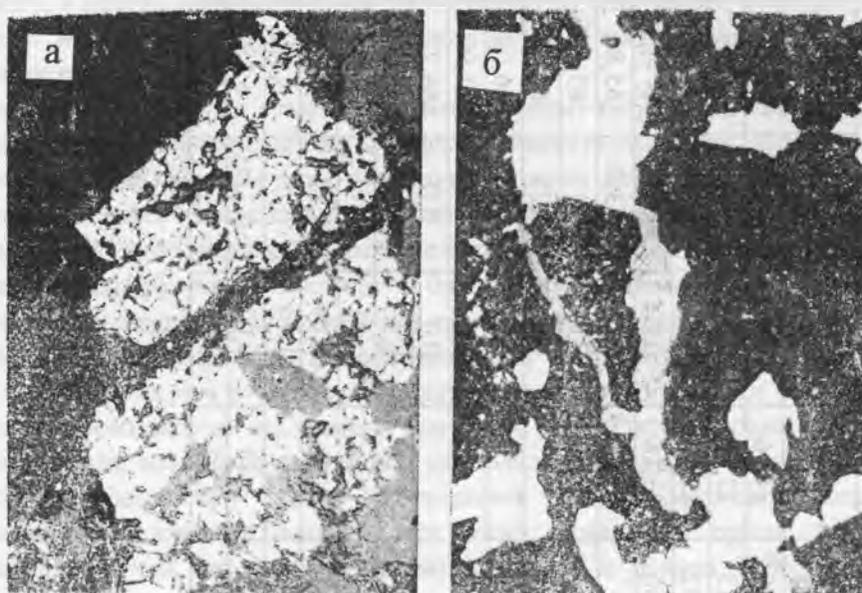


Рис. 78. Прожилки сфалерита, пересекающие скопления зерен магнетита.
По (Шмидт, 1961):

а - полированный шлиф: белое - магнетит, темное - сфалерит (протравленный в парах царской водки), серое - нерудные минералы; б - прозрачный шлиф: черное - магнетит, серое - сфалерит, белое - кварц. Ув. 70

Об источниках рудного вещества. Выше проблема источника золотополиметаллических руд обсуждена. Отмечена возможность двух вариантов: первый – это переотложенные колчеданные руды осадочно-гидротермального генезиса; второй – это руды, сформировавшиеся гидротермально-метасоматическим путем в связи с телами дацитов и риодацитов. С источником скарново-магнетитовых руд проблем нет. Магнетитовая минерализация в скарнах – продукт скарнирования, обусловленного краснинскими гранитоидами. Пирит-халькопиритовая минерализация в скарнах также является продуктом скарнирования.

Что касается золотополиметаллической минерализации, то об ее источнике на сегодня можно сказать следующее. Одним из авторов работы (Сазонов, 1976) было высказано предположение о связи золотополиметаллической минерализации с субвулканическими андезитами. Позднее это было подтверждено на месторождениях Муртыкты (1980 г.) и Березогорском (1987 г.). Как же эта проблема решается для Куросанского рудного поля? А.И.Шмидт (1961) допускал возможность связи этой минерализации с позднепалеозойским гранитным магматизмом. Данные, полученные по этой проблеме на месторождении Муртыкты (см. выше), а также пробность золота куросанских золотополиметаллических руд (не более 880) - в объектах кварц-жильного типа, сопряженных с гранитоидами, пробность золота, как правило, ниже 930 не опускается – являются основанием для отрицания связи золотополиметаллического оруденения с гранитоидами. Е.П.Белгородский (1998) пишет, что указанный автор не допускал связь этого оруденения с гранитоидами, а связывал (это не так. – В.С.) с ними. В.Н.Сазонов и В.В.Мурзин (1992) полагали, что куросанское золотополиметаллическое оруденение – результат трансформации колчеданных залежей под воздействием процесса скарнирования.

После работ Р.Г.Язевой, В.В.Бочкарева (1998), Е.П.Белгородского (1998), О.С.Теленкова и В.В.Зайкова, показавших наличие в Куросанском рудном поле (к северо-западу от Краснинского массива и к северо-западу от Южно-Куросанского карьера) андезитов, мы связываем с ними золотополиметаллическую минерализацию рассматриваемого объекта. Эти андезиты сформировались позднее краснинских гранитоидов и сопряженных с ними даек габбро-диоритов (Язева, Бочкарев, 1998). Указанные авторы с андезитами связывают и пиритовую (раннюю) минерализацию. Однако приведенные выше данные А.И.Шмидта и результаты наших наблюдений не оставляют сомнений в том, что Куросанское рудное поле – полигенный, полихронный объект. Пиритовая минерализация отчетливо доскарновая (средний девон), в то время как полиметаллическая - послескарновая (поздний девон)

А.И.Белгородский (1998) отмечает, что формирование золотополиметаллического оруденения происходило под литологическим экраном. По нашим данным, мощность такого экрана была незначительной. В околорудных метасоматитах, сопряженных с золотополиметаллическим оруденением, развит, как правило, кальцит и лишь иногда доломит-анкерит. Это свидетельство того, что гидротермальная система функционировала в условиях периодического раскрытия.

Раннекаменноугольная коллизия, видимо, проявилась в рудном поле. Во всяком случае, об этом можно полагать на основе имеющихся определений (335 – 355 млн лет) возраста кварц-серицитовых метасоматитов К-Аг-методом по серицитам.

Таким образом, мы усматриваем существенную аналогию в строении рудных полей Куросанского и Муртыкты. На обоих развиты ранние серноколчеданные руды и поздние – золотополиметаллические. Отличительная черта первого из них – наличие

скарнов и гематит-кварцевого штокверка. Это вполне объяснимо, так как практически в южной части этого поля локализуется гранитоидный массив и установлены некоторые черты специфического развития вулканизма.

Недавно (Сурин и др., 2001) по Куросанскому рудному полю появилась статья, в которой без учета наших данных (Сазонов и др., 1999) излагаются представления о закономерностях его локализации, образования, составе и генезисе руд и сопряженных с ними метасоматитов и о породах рудовмещающего комплекса. Причем Т.Н.Сурин с соавторами относят это рудное поле к новому для Урала золотосеребряному промышленному типу, оценивая высоко перспективы по золоту Гумбейской зоны в целом. Ниже мы приводим комментарий к тем частям ряда положений, обсужденных в указанной работе, которые нам представляются недостаточно обоснованными или даже спорными.

Во-первых, Т.Н.Сурин и др. (2001) указывают, что адуляризация в Гумбейской зоне (включая и Куросанское рудное поле) имеет региональное распространение. Этого быть не может: даже на типовых объектах золотосеребряной формации этот процесс развит локально, в виде маломощных оторочек около рудных тел (Петренко, 1999 и др.). В связи с этим утверждение Т.Н.Сурина о том, что выделенные в районе Куросанских месторождений вулканы шшонитовой серии (Язева, Бочкарев, 1998) в действительности являются адуляризованными "нормальными" вулканидами, представляется сомнительным.

Во-вторых, неубедительным в рассматриваемой работе является вывод о том, что в Куросанском рудном поле наблюдаются ... "противоречивые взаимоотношения руд и рудоносных метасоматитов с контактово-измененными породами". Ее авторы все оруденение этого объекта считают близко одновременным, а выделение доскарновой и послескарновой минерализаций - ошибочным. Нами выше показано, что оруденение Куросанского рудного поля является полигенным: на первой стадии (точнее этапе) до краснинских габбро и диоритов сформировалась незолотоносная колчеданная (пиритовая) минерализация в специфических условиях, характеризующихся малой глубиной развития гидротермального процесса (раствор достигал поверхности), образованием адуляра во вмещающих вулканидах; вторая стадия (несомненно отвечающая большей глубинности) - образование магнетитовых скарнов в связи с Краснинским массивом; наконец, третья стадия - развитие золотополиметаллической минерализации, сопряженной с субвулканическими андезитами, сопровождающейся метасоматитами, промежуточными между кварц-серицитовой их разностью и березитами-лиственитами.

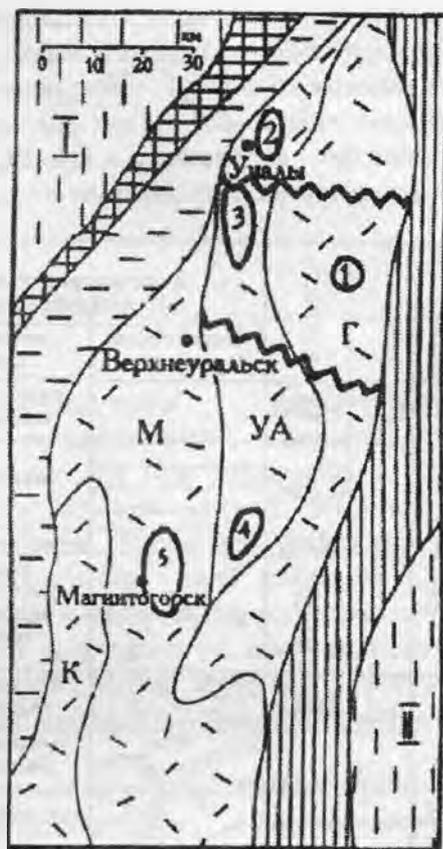
В-третьих, принадлежность к золотосеребряной формации может обсуждаться только применительно к оруденению третьей стадии Куросанских месторождений. Однако по типу околорудных метасоматитов (см. выше), который Т.Н.Суриным признается (устное сообщение, 2001 г.), оно к этой формации отнесено быть не может (ср. Сазонов, 1998; Петренко, 1999, с. 31, 88 - 96).

АЛЕКСАНДРИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ (45)

Александринский рудный район расположен в Челябинской области (в 25 км к северо-востоку от г. Магнитогорска), в центральной части Восточно-Магнитогорской палеоостроводужной дуги (рис.79), в пределах входящей в последнюю Учалино-Александринской металлогенической зоны (Язева, 1985; Зайков и др., 1993; Тесалина и др., 1998). Кроме Александринского месторождения, в этой зоне известны ряд мелких месторождений (Бабарыкинское, Сабановское, Каменный плес, Лебяжье) и многочисленные рудопроявления со стратифицированной серноколчеданной или барит-полиметаллической минерализацией. Очерк по Александринскому

месторождению в нашу книгу мы включили потому, что по ряду типоморфных черт (широкое развитие в рудах галенита, барита, повышенная золото- и сереброносность их и др.) оно является промежуточным (связующим звеном) между объектами уральского и куроко (баймакского) типов (Масленников, 1999).

Рис. 79. Характер соотношений Александринской структурно-тектонической зоны с другими структурными элементами Восточной островной дуги. По (Тесалина и др., 1998): 1 – Западно-Магнитогорская островная дуга; 2 – структуры Восточно-Магнитогорской островной дуги и междуговой бассейн: Г – Гумбейская, УА – Учалино-Александринская, К – Кизильская; 3 – сопредельные структуры первого порядка: Центрально-Уральская (I), Восточно-Уральская (II) мегазоны; 4, 5 – главные дизъюнктивные структуры: Главный Уральский (4) и Кацбахский (5) разломы; 6 – границы зон; 7 – рудные поля: Куросанское (1), Учалинское (2), Узельгинское (3), Александринское (4), Магнитогорское (5); 8 – поперечные разломы



Недавно (Тесалина и др., 1998) опубликована монография, посвященная характеризованному месторождению, в которой обстоятельно рассмотрены: геологическая его позиция, состав, строение и генезис рудных тел и сопряженных с ними метасоматитов. Главное внимание в работе уделено реконструкции палеогидротермального рудного поля. Нижеследующее описание составлено нами главным образом на базе этой работы и монографии В.В.Масленникова (1999).

Месторождение открыто в результате планового проведения поисков (П.И.Отто и др., 1941 - 1949 гг.). В 1965 г. закончена его разведка, а через 31 год (в 1996 г.) начата эксплуатация карьером. В изучение месторождения и сопредельной территории наибольший вклад внесен П.А.Буриковой, Ю.С.Емельяновым, Т.Е.Лушниковой, Н.К.Курбановым, Р.Г.Язевой, А.Д.Штейнбергом, В.В.Масленниковым, И.В.Викентьевым, С.Г.Тесалиной, Т.Н.Суриным, В.М.Мосейчуком.

Учалино-Александринская зона, в которой расположено Александринское месторождение (см. рис. 79), протягивается в субмеридиональном направлении на 150

км. В ней выделены три блока: Учалинский (северный), Верхнеуральский (центральный) и Александринский (южный). Блоки разделены субширотными разломами.

Современная стратиграфическая колонка района Александринского месторождения представлена на рис. 80. Нижняя толща (kr_1) сложена базальтами, среди которых в южной части Александринской депрессии фиксируются маломощные (1-5 м) прослои гематит-кварцевых пород. Средняя толща (kr_2) - это преимущественно кислые вулканы, базальтов здесь немного. Рудные тела локализуются в верхней части разреза этой толщи (см. рис. 80), мощность которой достигает 60 м. Породы верхней толщи ($kr_3 - ul_{1,2}$) развиты в южной части месторождения и представлены известняками и флишоидами, залегающими согласно на образованиях средней толщи.

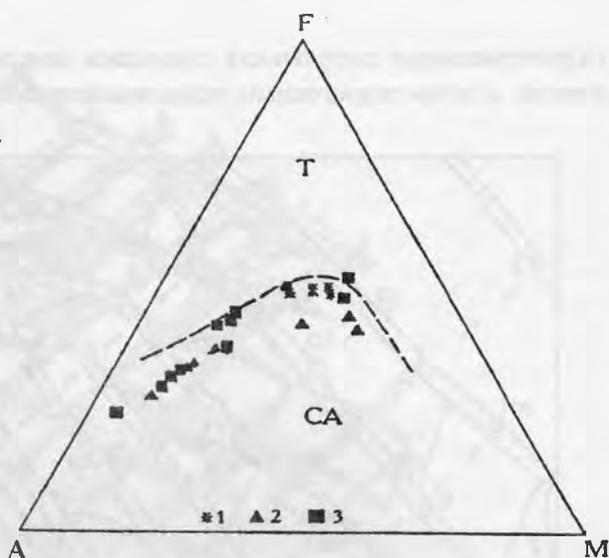
свита	уровень	мощность	Александринская вулканодепрессия	
			литологическая колонка	описание пород
$D_{2gv} ul$	ul_2	>200	флишоидные отложения
	ul_1	0-200		известняки
		1-5		рудный уровень
		30-200		дацит-риолитовая надрудная толща
$D_{2gv} kr$	kr_3^I	0-40		базальтовая надрудная
	kr_2^{II}	10-50		рудовмещающая дацитовая, ксеноловоклас-титовая толща
	kr_2^I	200-250		андезит-дацит-риолитовая толща
	kr_1	>500		базальтовая толща

Рис. 80. Стратиграфическая колонка для района Александринского месторождения (Александринской вулканической депрессии). По (Тесалина и др., 1998): Принятые обозначения свит: kr - карамалыташская; ul - улутауская

На диаграмме AFM (рис. 81) вулканы всех трех толщ попадают в поле развития образований известково-щелочной серии. Причем большая часть фигуративных точек состава вулканитов располагается близко к границе известково-щелочной и толеитовой серий. Заметим, что составы кислых вулканитов средней и верхней толщ на этой диаграмме перекрываются. С помощью ряда геохимических критериев (Ni/Cr , Ni/Co , $V, Y/Zr$, $Zr/Y:Zr$, характер распределения РЗЭ) удалось внести в указанное заключение ряд уточнений. В частности, базальты нижней толщи оказались промежуточными между островодужными толеитовыми и известково-щелочными базальтами. Вулканы средней толщи все принадлежат известково-щелочной серии. Кислые их разновидности относятся к дифференциатам более основных магм. Вулканы верхней толщи - непрерывно дифференцированный ряд пород известково-щелочной серии.

Рис. 81. Характер расположения средних составов вулканитов Александринского месторождения на диаграмме AFM. По (Тесалина и др., 1998) с упрощениями:

1 – 3 – толщи: нижняя (1), средняя (2), верхняя (3). Штриховая линия разграничивает поля составов толеитовой (Т) и известково-щелочной (СА) серий пород



Геолого-тектоническая схема, иллюстрирующая приуроченность Александринского месторождения и серии рудопроявлений, развитых в Александринском рудном районе, представлена на рис. 82. Она составлена на базе установленных и предполагаемых разломов, цепочек развития вулканов, интрузий и субинтрузий. Все они имеют северо-восточное простирание. Кроме того, оказалось, что объекты оруденения сосредоточиваются на пересечениях этих разломов с предполагаемыми тектонически ослабленными зонами северо-западного направления (см.рис. 82, пунктир). Понятно, что получившаяся от сопряжения разломов различной ориентировки "сетка" может быть использована для разработки стратегии и тактики поисков в рассматриваемом районе. Причем для этого имеются объективная причина: в указанной "сетке" имеются "свободные" места.

Как выше уже отмечалось, рудовмещающими на месторождении являются вулканогенно-осадочные образования верхов средней толщи. Наиболее полно последняя представлена на южном фланге рудного тела № 1 (рис. 83). Здесь в разрезе выделены 4 эффузивно-осадочные пачки. Первая из них залегает в кровле Южной рудной залежи (рис. 84). Эта пачка сложена брекчиями, состоящими из обломков дацитов и риолитов, барититов, хлоритолитов, кварц-гематитовых пород и пиритовых рудокластов. Характер взаимоотношений пород в разрезе пачки можно видеть на рис. 83. В качестве важной особенности отметим, что венчают ее разрез хлоритолиты. Вторая пачка - псефиты и агломератовые брекчии с прослоями дресвяников, песчаников и примесью рудокластического материала. В кровле пачки развиты гематитизированные ксеногялокластогенные дресвяники кислого состава и гессаниты. Строение третьей и четвертой пачек хорошо видно на рис. 83.

Общим для рудовмещающей толщи является следующее. Снизу вверх размер обломочного материала уменьшается. В этом же направлении возрастает степень сортированности последнего. В целом мощность седиментогенных фаций увеличивается к южной выклинке рудного тела. К югу от месторождения уровень рудоотложения фиксируется включениями рудокластов, гематит-кварцевых пород и сульфидной минерализации в ксенолавокластитах. Под последними вскрыта толща базальтов, содержащая многочисленные прослои гематит-кварцевых пород (джасперитов) - продуктов гальмиролиза последних, по представлениям авторов работы (Тесалина и др., 1998). В кремнистых слоях отмечаются прослои ксеногялокластогенных песчаников кислого состава и иногда углеродистых алевролитов с пиритом.

Приведенные данные по строению и составу рудовмещающей толщи послужили основанием для вывода о том, что на Александринском месторождении

гидротермальная деятельность сменилась окислением колчеданных руд и сульфидных взвесей, а затем гидрогенным осадконакоплением.

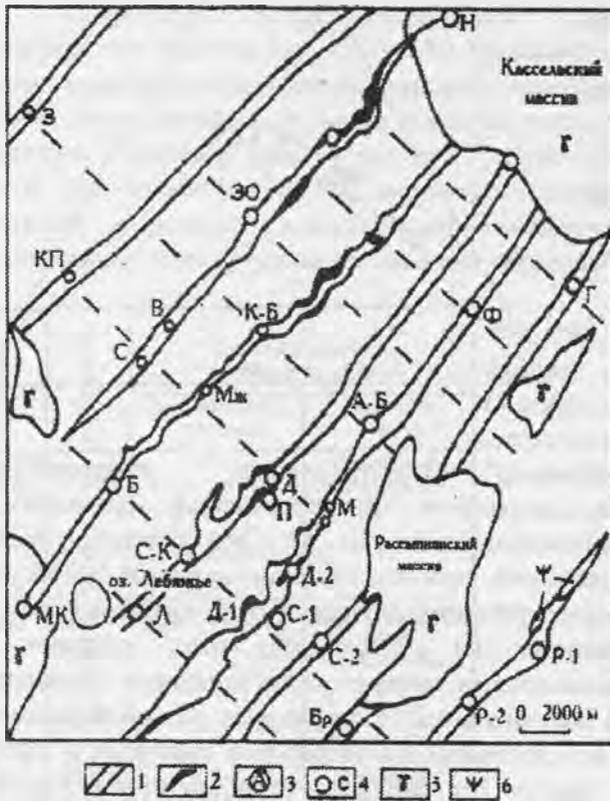


Рис. 82. Контроль оруденения Александринского района тектонической “сеткой”, образованной сочленением рифтовых долин (?) с разломами (предполагаемые), ориентированными перпендикулярно последним. По (Тесалина и др., 1998):

1 – предполагаемые рифтовые долины; 2 – кварц-гематитовые породы; 3 – Александринское месторождение; 4 – рудопроявления (названия см. в первоисточнике); 5 – гранитоиды; 6 – серпентиниты

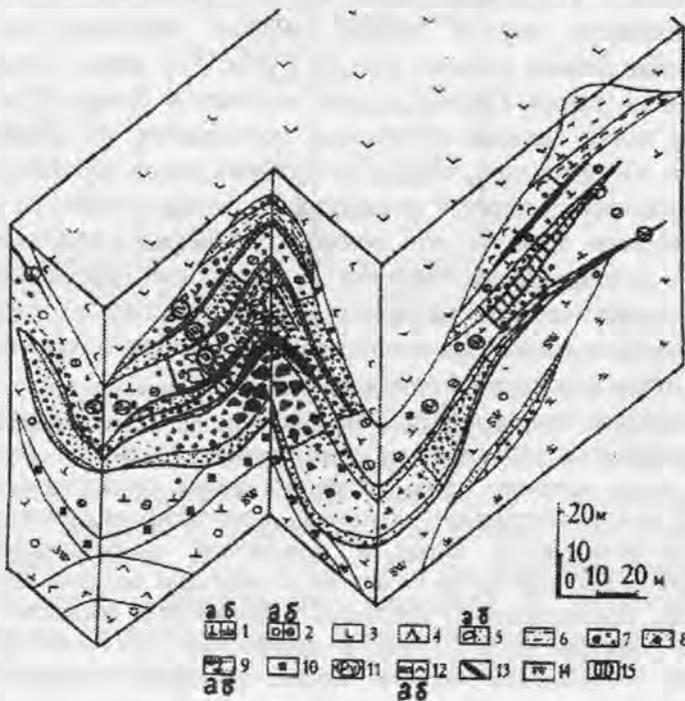


Рис. 83. Блок-диаграмма рудных тел и рудовмещающей толщи Александринского месторождения. По (Тесалина и др., 1998) с незначительными изменениями:

1 – 3 – лавы и продукты их дезинтеграции: 1 – дациты (а – афировые, б – кварцевые), 2 – продукты дезинтеграции дацитов (а – кластолавы, б – ксенокластолавы), 3 – базальты; 4 – андезиты; 5, 6 – осадочные отложения: 5 – брекчии и дресвяники (а), песчаники (б); 7 – 13 – сульфидные руды и продукты их разрушения и окисления: 7

– сульфидные брекчии. 8 – микститы, 9 – руды (а – линзовидно-полосчатые, б – ритмично-слоистые), 10 – вкрапленные, 11 – уровни рудной минерализации преимущественно пиритового (P_у), сфалеритового (Sp) и баритового (Ba) составов. 12 – кварц-гематитовые породы. 13 – хлоритолиты; 14 – серицит-кварцевые метасоматиты; 15 – номера пачек вулканогенно-осадочных пород

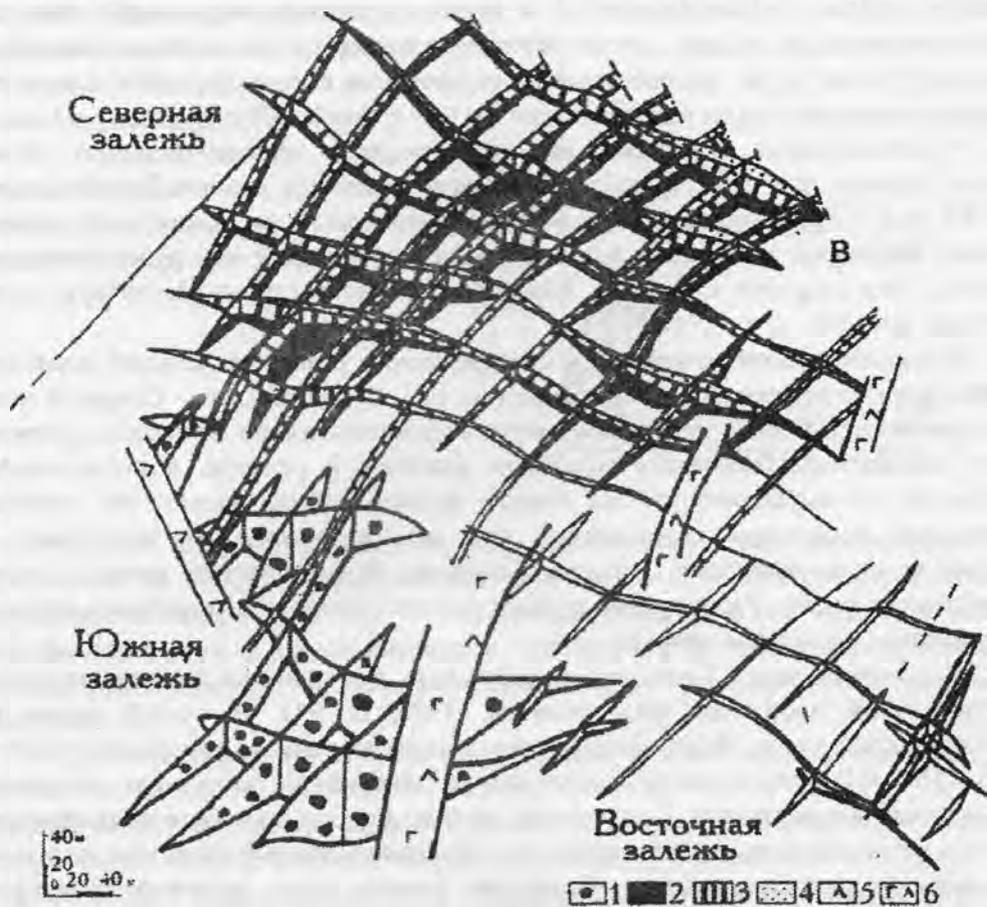


Рис. 84. Блок-диаграмма рудного тела № 1 Александринского месторождения, состоящего из трех залежей. По (Тесалина и др., 1998):

1 – 4 – рудные горизонты: первый (1), второй (2), третий (3), четвертый (4); 5-6 – дайки: диабазов (5), габбро-диабазов (6)

Около рудных залежей Александринского месторождения проявлена метасоматическая зональность. В горизонтальной плоскости она представлена четырьмя зонами (перечисляются от внешней к центральной): пропилиты, частично метасоматитизированные (из новообразований развиты кварц, серицит, хлорит), кварц-серицит-хлоритовые метасоматиты, кварц-серицитовые метасоматиты. Последние развиты в основном непосредственно под рудным телом и отчасти в надрудной части его (северо-восточный фланг). Выше отмечалось, что александринские серициты имеют карбоновый возраст, являясь продуктом общеуральского коллизийного процесса этого времени.

Рудные тела месторождения приурочены к северо-восточному склону вулканодепрессии и развиты на площади 1 x 1,5 км. Всего здесь известно 23 рудных тела. Из них самое значительное (по размерам и запасам) рудное тело № 1. Два рудных тела (№ 4 и 5) менее масштабны, но промышленно значимые, остальные 20 тел промышленного значения не имеют.

Выделены (Тесалина и др., 1999) три группы рудных тел: первая - прожилково-вкрапленные, преимущественно пиритовые руды, развиты севернее рудного тела № 1, предположительно они соответствуют подводящему каналу разрушенной сульфидной

постройки; вторая - мелкообломочные и густовкрапленные халькопирит-пиритовые руды, расположены на склоне вулканотектонической депрессии; третья - золотобарит-полиметаллические руды, распространены в основном в теле № 5. Последние руды отличаются максимальными содержаниями Au (2,9 г/т) и Ag (70 г/т).

Рудовмещающая депрессия на месторождении фиксируется по рельефу подошвы рудного тела № 1, расположению агломератовых рудных брекчий в русле потока, а руд с градиционной сортировкой материала - на флангах. В пределах депрессии проявлена небольшая возвышенность, на которой нет рудокластического материала. Она отделяет Северную, Южную, а также частично Восточную рудные залежи (см. рис. 84).

Рудокластический материал на месторождении развит на четырех горизонтах. Нижний горизонт отвечает Южной залежи (см. рис. 84), остальные - Северной залежи и прослеживаются в виде трех ритмопачек. Рудокластические отложения первого и второго горизонтов в основном заполнили впадины в рельефе, а последующие - продолжили его выравнивание. На южном фланге месторождения эти горизонты представлены прослоями кластогенных руд или продуктов их окисления, они разделены ксенолавокластами дацитового состава. Рудные залежи имеют пласто- и линзообразную форму. Расщепление рудных тел наблюдается в локальных впадинах, расположенных на склонах рельефа.

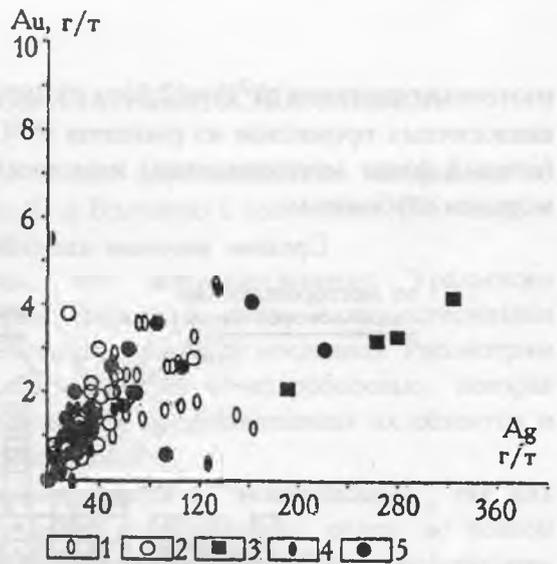
В северной части Северного рудного тела установлены реликты придонной гидротермальной постройки (Масленников, 1999, с. 91). В осевой части труб последней, в кристаллах сфалерита отмечены мелкие включения самородного золота и гессита. По В.В.Масленникову, сульфидные постройки послужили источником рудокластического материала. Разрушению труб во многом способствовало придонное кислотное выщелачивание колчеданных руд. На основе детального минералогического и фацеального картирования в Северном рудном теле выделены реликтовый сульфидный холм и следующие рудокластические фации (Масленников, 1999): элювиально-коллювиальная, коллювиальная, флюксотурбидитовая, проксимальных и псаммитовых массивных турбидитов, дистальных турбидитов (ритмитов).

По минеральному составу руды месторождения подразделяются на четыре типа: пиритовые, халькопирит-пиритовые, халькопирит-сфалеритовые, пиритовые и сфалерит-пиритовые. Содержание главных рудных элементов в них колеблется (мас. %): Cu 0,75 - 24,8 (среднее 4,4), ZnO 0 - 51,4 (среднее 5,5), S 2,6 - 46,5 (среднее 26,4). Кроме того, в них содержатся (мас. %): Ba 5,6, Pb 0,52, Cd 0,04, Mo 0,11, Bi 0,012, а также (г/т) Ga 24, Ge 6,8, Tl 12,9, In 4,5, Te 38, Au 1,1, Ag 37,0.

Главные рудные минералы месторождения - галенит, блеклые руды, халькозин, ковеллин, клейофан, джарлеит. Кроме того, в качестве редких минеральных фаз отмечены реньерит, штомейерит, акантит, энаргит, самородное золото, вуртцит, станнин, гематит, рутил. Нерудные минералы представлены баритом, карбонатом, кварцем, серицитом, хлоритом, актинолитом. В зоне субаэрального гипергенеза, по Е.В.Голуб и др. (1996), отмечены мельниковит-пирит, ковеллин, халькозин, диагенит, англезит, фазы группы ярозита, барит, карбонаты (церуссит, малахит, азурит, смитсонит, кальцит), гетит, куприт, оксиды марганца, самородная медь, каолинит, монтмориллонит, серицит, гидрослюда.

Ранее уже отмечалась повышенная золотоносность по сравнению с рудами других объектов сульфидного оруденения уральского типа руд Александринского месторождения. Так, в рудном теле № 1 содержание Au колеблется от 0,4 до 14,8 г/т (среднее 2,2 г/т). В целом отмечается возрастание количества золота и серебра в рудах при переходе от Южной залежи к Восточной через Северную (рис. 85). Повышенные содержания Au (среднее 1,6 г/т) и Ag (среднее 52,4 г/т) отмечены также к востоку от рудного тела № 1. Здесь эти элементы четко коррелируются с барием. Это явилось базой для выделения промышленного барит-полиметаллического типа руд.

Рис. 85. Характер корреляции между содержаниями Au и Ag в рудных зонах № 1 и 5 Александринского месторождения. По (Тесалина и др., 1998): 1 – 3 – рудные залежи: Северная (1), Южная (2), Восточная (3); 4 – вкрапленные руды, расположенные под рудным телом № 1; 5 – рудное тело № 5



Любопытно, что для рудного тела № 1 установлена обратная зависимость между содержаниями Au и Ag с коэффициентом корреляции 0,33. Причем характерно, что максимальное количество Au (до 15 г/т) концентрируется в его кровле, к подошве содержание заметно понижается. Интересно, что отмеченная отрицательная корреляция между золотом и серебром в зонах выщелачивания и "промежуточной" сменяется на положительную.

Руды месторождения изменены очень слабо под действием метаморфического процесса, отвечающего цеолитовой фации. Понятно, что в связи с этим это благоприятный объект для изучения источников и состава рудообразующих гидротерм и рудных компонентов с помощью изотопных методов. Изучены изотопы S, O, C и U (Беленькая, 1998; Тесалина и др., 1998). Отметим сразу, что данные по изотопии серы приведены в обеих работах, однако во второй они более специализированы, привязаны к фациям руд. Исходные данные по изотопии указанных элементов здесь мы не приводим, адресуя интересующихся к указанным первоисточникам, а даем только результаты их анализа и интерпретации.

Средняя величина $\delta^{34}\text{S}$ по месторождению составляет +0,8 ‰. Эта величина заметно отличается от средней (+2,4‰) для месторождений уральского типа (Злотник-Харкевич, 1986). Это, а также размах определений названного параметра для Александринского месторождения иллюстрируются рис. 86. Причины такого различия заключаются (Тесалина и др., 1998) в том, что, с одной стороны, Александринское месторождение является переходным от объектов уральского типа к таковым баймакского, а с другой, - его руды наиболее интенсивно подвергнуты процессу придонного окисления. Авторы указанной работы склонны последним объяснять облегчение изотопного состава серы в ряду сульфидные брекчии (+3,3‰) - ритмиты (ритмические руды) - метасоматические руды - сульфидные (рудные) песчаники (-0,4‰). Причем в зоне выщелачивания состав изотопа серы приближается к таковому метеоритного стандарта, а в зоне цементации отмечается обогащение тяжелым изотопом в пиритовых рудокластах или легким в перетолженных халькопиритовых рудах.

На Александринском месторождении существенна роль баритовых руд. В баритах значения $\delta^{34}\text{S}$ колеблются от +18,2 до +21,8‰. В барите из цемента пиритовых песчаников этот параметр равен +20,6‰.

Изотопный состав C и O (данные Ю.А.Беленькой, 1998) кальцита из карбонатных прожилков рудного тела № 1 и из рудовмещающих пород вблизи него следующий: $\delta^{13}\text{C}$ -3,8 ... -3,3‰, $\delta^{18}\text{O}$ +22,95 ... +28,19‰. Кальцитовые прожилки с сульфидами из дайки габбро-диабазов и из базальтов характеризуются более тяжелым

изотопным составом ($\delta^{18}\text{O} +27,36$ и $28,19\%$ соответственно) по сравнению с таковым аналогичных прожилков из риолитов ($\delta^{18}\text{O} +22,95$). В известняках улутауской свиты (южный фланг месторождения) изотопный состав С и О более тяжелый и отвечает морским карбонатам.

Средние значения изотопии серы:



Рис. 86. Изотопный состав серы руд и сульфидов Александринского месторождения и колчеданных (средний состав) объектов уральского типа. По (Тесалина и др., 1998): 1 – 5 – материал проанализированных проб: 1 – руды нерасчлененные, 2 – пирит, 3 – сфалерит, 4 – халькопирит, 5 – борнит; 6 – 10 – руды: 6 – вкрапленные, 7 – сульфидные брекчии, 8 – сульфидные песчаники, 9 – ритмично-слоистые, 10 – рудокласты

Из приведенных данных вытекает, что флюид, обусловивший образование Александринского месторождения, был в существенной мере морского происхождения. Последний подвергся восстановлению в связи с взаимодействием с вулканическими и вулканогенными породами. Предполагается (Беленькая, 1998), что часть серы во флюид могла поступать за счет выщелачивания вкрапленности сульфидов кислых эффузивов.

С.Т.Тесалиной и др. (1998) изучен изотопный состав Pb галенита и церуссита руд месторождения. На основе сравнения оригинальных данных с литературными эти исследователи пришли к выводу о том, что существует тенденция к эволюции указанного параметра в направлении от месторождений кипрского типа (в них он близок к мантийному) к месторождениям типа куроко (сюда относится Александринское месторождение) и далее к месторождениям уральского типа, изотоп свинца которых близок к кривой эволюции последнего в орогене.

В целом для Александринского месторождения установлены следующие характерные черты: 1) преобладание кластогенных руд в составе рудных тел; 2) повышенное содержание основных (Cu, Zn, Pb, Ba) и некоторых попутных элементов (Au, Ag, Cd, Ge, Va) и полиметаллический профиль; 3) облегченный средний состав изотопа серы по сравнению с таковым месторождений уральского типа; 4) приуроченность максимальных содержаний цинка к подошве рудных залежей. На основе этих черт была разработана модель формирования месторождения (Тесалина и др., 1998). При этом исходной послужила идея о сопряженном развитии осадконакопления и глубоких локальных раздвигов, которые приводили к формированию крупноглыбовых брекчий, а в условиях эффузивных извержений - к появлению ксенокластов и ксенолавокластических отложений дацитового состава.

Необходимо отметить, что данная точка зрения, отраженная в настоящем разделе, находится в стадии разработки и разделяется далеко не всеми уральскими учеными. Тем не менее перспективы района Александринского месторождения оцениваются всеми достаточно высоко. Об их реализации с помощью тектонической "сетки" сказано выше.

ЗОЛОТООРУДЕНЕНИЕ МАССИВОВ ПЛАТИНОНОСНОГО ПОЯСА

Настоящий раздел монографии написан на базе опубликованных материалов по проблеме, принадлежащих главным образом Ю.А.Волченко с соавторами (Волченко и др., 1974, 1975, 1996, 2000; Мурзин и др., 1987).

В начале главы 4 подчеркивалось, что золотооруденение Уральского платиноносного пояса относится к четырем типам по связи с вещественными комплексами, составу продуктивной минерализации и генезису последней. Рассмотрим каждый из выделенных типов (см. начало главы 4) с подробностью, которая обуславливается прежде всего степенью изученности представляющих их объектов и незначительной возможностью увеличения объема книги.

Первый (*тылаитовый*) тип пока можно отнести к "экзотическому", так как проявления золотоносности, относящиеся к нему, исключительно редки, во всяком случае при современном состоянии изученности вопроса. Они представлены маломощными (обычно не более 1-2 м) зонами и "пятнами" развития серпентинизации в образованиях дунит-тылаитовой серии и отличаются низким (не более 0,2 мг/т) содержанием золота (Мурзин и др., 1987). Золото в проявлениях этого типа присутствует в самородной форме. Золотины (в сечениях до 1-1,5 мм) фиксируются в серпентините и серпентинизированном оливине. В качестве элемента-примеси в золоте отмечена только медь (до 3 мас.%). На основании того, что в пространстве развитие золотой минерализации тяготеет к площадям распространения массивов габбро и плагиогранитов, авторы указанной работы полагают связь с ними флюидов, обусловивших серпентинизацию и, в конечном счете, образование золота. По "ультрабазитовому" составу золота, его россылеобразующей роли, а также по масштабности объектов (размерам и величине запасов) золотопроявления рассматриваемого типа сопоставимы с таковыми, связанными с рифтогенными и океаническими антигоритизированными альпинотипными ультрабазитами (см. главы 3 и 4).

Второй (*качканарский*) тип установлен Ю.А.Волченко и достаточно детально изучен (Волченко и др., 1974, 1975, 2001; Мурзин и др., 1987, 1988). Объекты этого типа получили развитие в образованиях габбро-норит-ферроклинопироксенитовых серий. Благороднометалльная минерализация выявлена в трансформированных в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций пироксенитах и габбро-норитах. Трансформация проявлена в габброизации (плагиоклазитизации) ультрабазитов, иногда в серпентинизации. Образовавшиеся в результате ее проявления полевошпатизированные пироксениты и горнблендиты отличаются повышенной концентрацией (от 14,2 до 163,3 мг/т) золота. Причем важно, что содержания золота в рассматриваемой геолого-геохимической ситуации связаны прямой коррелятивной зависимостью. "Пятнами" и "полосами" в трансформированных ультрабазитах развита сульфидная вкрапленность, отороченная амфиболом (продукт околорудного метасоматоза). Продукты трансформации (см. выше) по сравнению с эдуктами характеризуются увеличением содержания золота на два порядка (достигает 163,3 мг/т).

По данным Ю.А.Волченко, золотая минерализация *качканарского* типа представлена интерметаллическими соединениями Au с Ag, Pd с Cu; часто отмечаются палладистое золото и золотистый медистый палладий. Эта минерализация установлена в ассоциации со следующими рудными минералами (перечисляются от более к менее распространенным): халькопиритом, борнитом, пиритом, арсенидами, антимонидами, теллуридами палладия, платины (высоцкит, бреггит, мартиит и др.). Она развита в зонах трансформированных ультрабазитов, мощность которых составляет 1 - 3 м, а протяженность 200 - 300 м. Содержание золота в таких зонах сильно варьирует (от 0,0п

до 1,0 г/т). Типоморфными рудными элементами метасоматитов зон являются Pd, Cu, Hg, Fe, Ni, то есть это типичный набор для базальтоидов. Кстати, он свойствен и качканарскому самородному золоту.

Практическую значимость благороднометального оруденения качканарского типа сегодня оценить трудно. Ясно, что часть его в виде относительно крупных золотин попала в россыпи. Как самостоятельные объекты зоны развития такого оруденения в ближайшей перспективе вряд ли будут представлять интерес. При постоянно растущей цене на палладий (сегодня на мировом рынке он стоит в 2,5 раза дороже золота) скоро, возможно, оно будет оцениваться как важная составляющая в комплексе с титаномагнетитовыми рудами.

Третий (*волковский*) высокосернистый, золотопалладиевый тип оруденения Платиноносного пояса известен и относительно хорошо изучен в пределах Волковского массива дифференцированных габбро, формирование которого произошло главным образом в островодужной геодинамической обстановке. Полагается (Волченко и др., 2001), что окончательная стабилизация массива отвечает обстановке активной континентальной окраины.

Волковские габбро совместно с окружающими сиенитами выделяются в габбро-сиенитовый комплекс, структурно представленный тремя воронкообразными концентрическими зонами (рис. 87, знак 19). Указанный комплекс сформировался в две фазы (Штейнберг, Еремина, 1965; Формации..., 1984): в первую (раннюю) возникли габброиды и сиенитоиды, во вторую - кварцевые диориты, которые в виде штока прорывают габброиды. Отличительной чертой Волковского массива является наличие псевдостратификации, проявленной увеличением основности в направлении от его краев к центру, текстурной полосчатостью и трахитоидностью. Концентрически-зонально размещены в массиве различные разновидности габбро (см. рис. 87), рудоносные зоны (рис. 88), рудная минерализация. Зональность оруденения иллюстрируется двумя литогеохимическими ореолами - Ti (рис. 89) и Cu (рис. 90). Выбор последних обусловлен двумя причинами: первая - титан и медь - главные практически ценные компоненты месторождения, вторая - медь и золото в рудных телах связаны прямой корреляцией. Рудные зоны в пределах массива габброидов приурочиваются к кольцевым структурам (см. рис. 87) и тяготеют к верхней и средней частям геологического разреза (в нижней части последнего сейчас известно благороднометальное оруденение баронского типа, подробнее об этом будет сказано ниже). Рудные тела месторождения - это серия субпараллельных пластовых, жило- и линзообразных залежей массивных и вкрапленных руд, которые при малых мощностях (нередко 1-2 м) протягиваются на значительные расстояния (от сотен метров до 2-3 км), разделяясь слабо минерализованными габброидами (см. рис. 90). Обычно в лежащем боку рудных тел контакт с вмещающими породами резкий, а в висячем - через зону развития рудной вкрапленности. В пределах рудных тел в центральной части располагаются Cu-Fe-V руды, к периферии в их составе Cu исчезает. Установлено (Штейнберг, Еремина, 1965), что при этом уменьшается количество Ti в титаномагнетите.

Для месторождения выделены два типа промышленных руд: титаномагнетитовые (и апатитовые) ванадийсодержащие с небольшим количеством сульфидов и собственно медносульфидные руды с небольшим количеством титаномагнетита. Установлено, что эти руды могут быть как совмещенными, так и разобщенными в пространстве. Более позднее формирование сульфидных руд по сравнению с титаномагнетитовыми отмечали все исследователи (Штейнберг, Еремина, 1965; Николайченков, 1981; Формации..., 1984; Волченко и др., 1996 и др.). Оно подтверждается данными, полученными по Чинейскому массиву габбро (Прибайкалье), где эти типы руд разделены в пространстве, приурочены к различным тектоническим структурам.

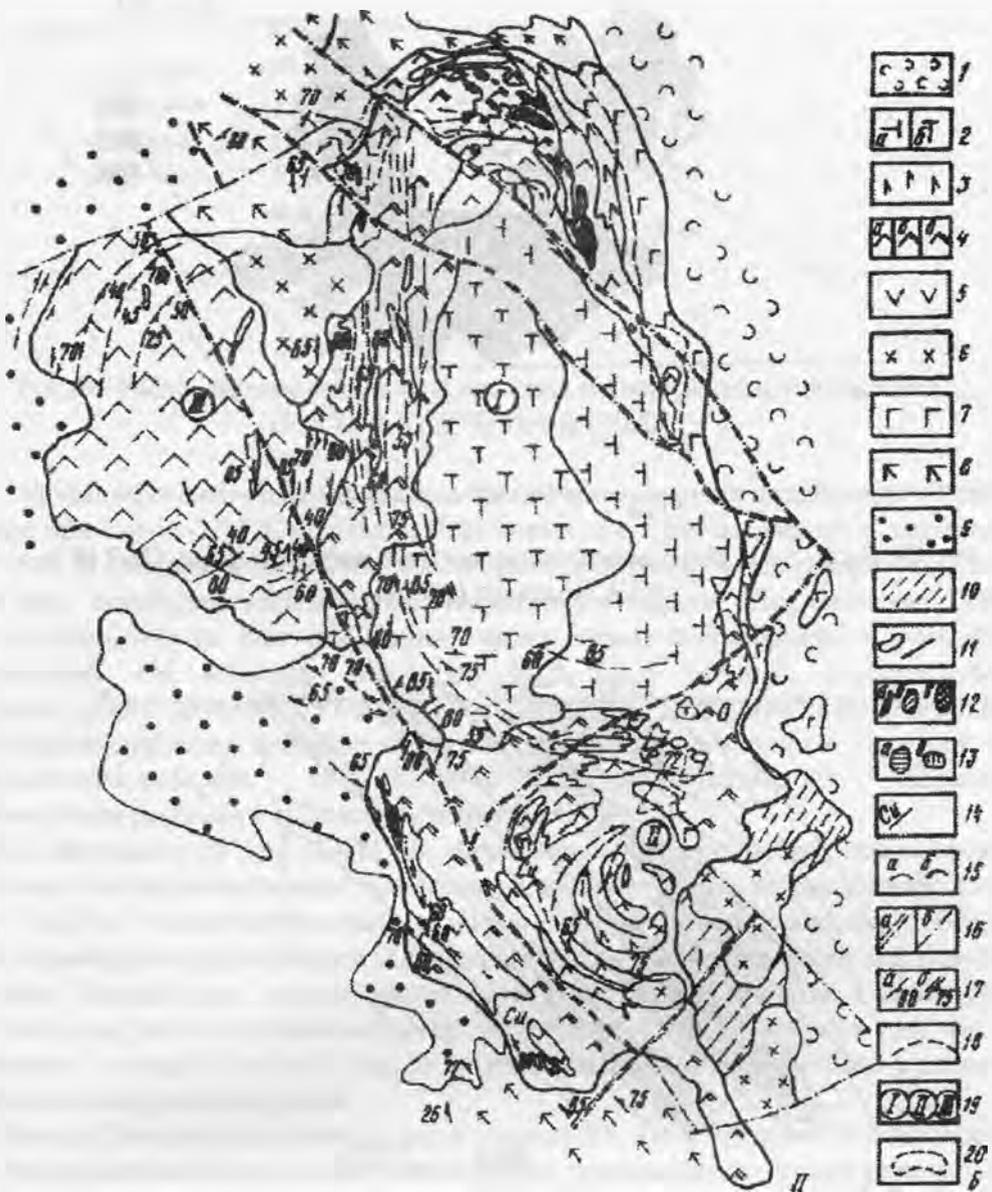


Рис. 87. Сложное зональное строение (в плане) Волковского массива габбро и характер распределения в нем рудной минерализации. По (Формации ..., 1984), с незначительными изменениями:

1 - вулканогенно-осадочная толща (туринская и бандейская свиты); 2 - диориты пироксен-роговообманковые кварцсодержащие (а) и кварцевые биотит-роговообманковые (б); 3 - габбро-диориты; 4 - габбро: роговообманково-пироксеновые и гиперстен-биотитовые (а), роговообманково-пироксеновые (б), оливинсодержащие (в); 5 - пироксениты; 6 - сиениты; 7 - сиенито-диориты; 9 - мелкозернистые породы основного состава; 10 - эпидот-альбитовые метасоматиты; 11 - жильные породы (с преобладанием основного и среднего составов) 12 - руды: титаномagnetитовые (а), железо-ванадиевые (б), медно-железо-ванадиевые (и); 13 - контактовые метасоматиты: пироксен-плагиоклазовые с магнетитом (а) и магнетитовые скарны (б); 15 - контакты пород (а) и контур габбрового массива (б); 16 - тектонические нарушения: скрытые доинтрузивные (а) и послеинтрузивные (б); 17 - плоскостная ориентировка минералов (а) и полосчатость (б); 18 - элементы залегания полосчатости; 19 - концентрические структуры: I - Северная, II - Южная, III - Юго-Западная; 20 - рудоперспективные (см. знак 12) комплексные аномалии

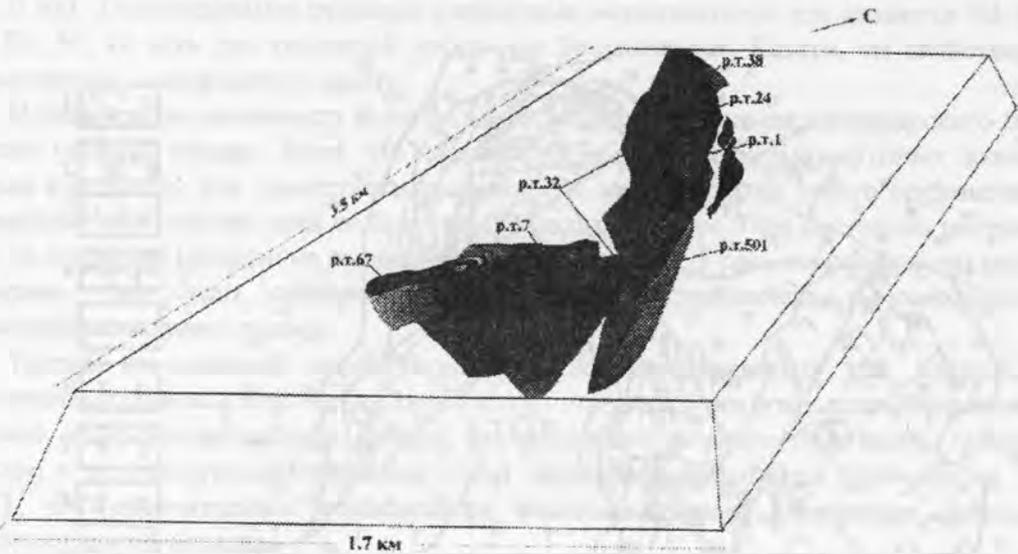


Рис.88. Блок-схема Волковского золотоносного месторождения. По З.И. и Ю.А.Полтавец (2000)

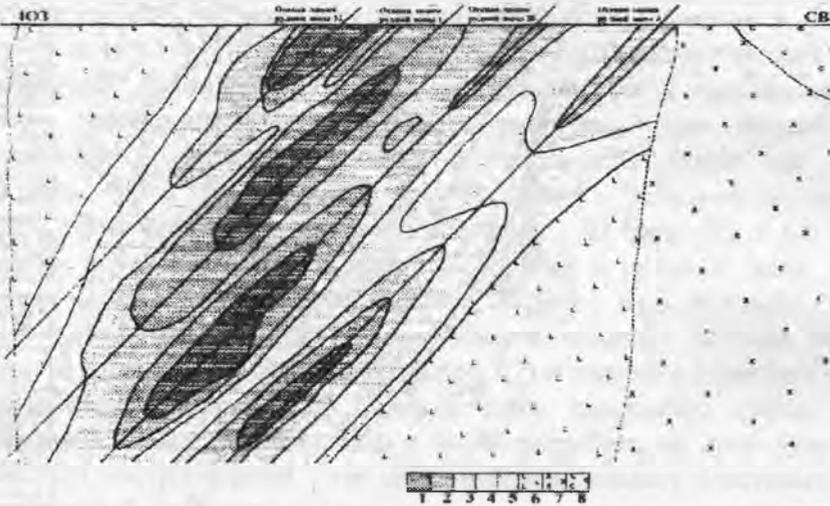


Рис.89. Распределение титана на усредненном разрезе Волковского месторождения. По (Николайченков, 1981):

1-5 – распределение содержания титана от max (1) до min (5); 6 – габбро; 7 – диориты; 8 – эффузивно-осадочные породы

По материалам разведки и эксплуатации Волковского месторождения, сульфидные руды являются благороднометаллоносными: в них установлены Pt (0,013 г/т), Pd и Au (суммарное содержание 0,2 - 0,3 г/т). Другими словами, этим рудам свойственна золотопалладиевая специализация, т. е. та же, что установлена для руд качканарского типа.

По современным представлениям, Волковское месторождение сформировалось в два этапа. В первый (ранний) этап при $T=825-960\text{ }^{\circ}\text{C}$ (данные В.Г.Фоминых (см. Главные...,1990,с.82) выкристаллизовались последовательно апатит, титаномагнетит, борнит и халькопирит, платина и палладий (и золото).



Рис.90. Распределение меди в рудных телах Волковского месторождения.
По З.И. и Ю.А.Полтавец (2000);

Метаморфогенно-гидротермальная трансформация руд и вмещающих их габбро началась при $T=600 - 725\text{ }^{\circ}\text{C}$ (данные В.Г.Фоминых, см. в той же работе), а закончилась при $T<500\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Мурзин и др., 1988). Флюид был глубинным, о чем говорит изотопный состав серы сульфидов, идентичный метеоритному стандарту (Николайченков, 1981). Не исключено, что он был смешанным, включающим апогаббровую и мантийную составляющие. Но, возможно, последняя была более поздней, самостоятельной. Указанный флюид обусловил в габбро деанортизацию и сосюритизацию плагиоклаза, уралитизацию пироксена, развитие хлорита и образование троктолитов. Руды при этом перекристаллизовывались с образованием крупнозернистых сегрегаций, титаномагнетит распался с выделением ильменита.

В.В.Мурзиным и др. (1988) на Волковском месторождении зафиксированы следующие благороднометалльные минералы: меренскиит, палладийсодержащее золото, гессит (Ag_2Te), медно-кобальтовый теллурид. Перечисленные минералы образуют мелкие включения в халькопирите и борните. Иногда они присутствуют и в нерудных минералах. Установлена закономерность, проявляющаяся в том, что с повышением медистости руд растет содержание благороднометалльной составляющей в них, что при содержании в рудах Cu от 3 мас.% в них обязательно присутствие включений благороднометалльных минералов.

Пример Волковского месторождения показывает, что в пределах Платиноносного пояса благороднометалльная (золото палладиевая) минерализация может развиваться в масштабах, представляющих практический интерес. Последний со временем будет только увеличиваться, так как цена на палладий, как выше уже отмечалось, характеризуется устойчивым ростом. В отношении благороднометалльного оруденения это месторождение изучено недостаточно. В частности, осталось не выясненным в какой этап в рудах появились благороднометалльные минералы - в первый, второй или в тот и другой? Понятно, что решение этого вопроса имеет принципиальное значение для поисков благороднометалльной минерализации волковского типа.

Четвертый (баронский) тип благороднометалльного оруденения в Платиноносном поясе представлен только Баронским рудопроявлением. Впервые рудная точка с таким названием установлена в 1985 г. А.Н.Мардиросьяном. Выделение баронского малосульфидного типа золотоплатино-палладиевого оруденения проведено Ю.А.Волченко и др. (1996). Рудопроявление расположено в ЮЗ части Волковского габбрового массива, охарактеризованного выше, и локализуется в том же рудном поле, что и Баронское титаномагнетитовое месторождение. Рудопроявление контролируется небольшим (протяженность по простиранию 3 км при ширине выхода на поверхность 250-600 м) телом пироксенитов. Последнее представляет нижнюю часть разреза Волковской структуры (Волченко и др., 1996, 2001). В массиве резко преобладает

мономинеральная разность пироксенитов, но отмечаются также их плагиоклазовая и оливниновая разновидности, изредка фиксируются верлиты (рис.91).

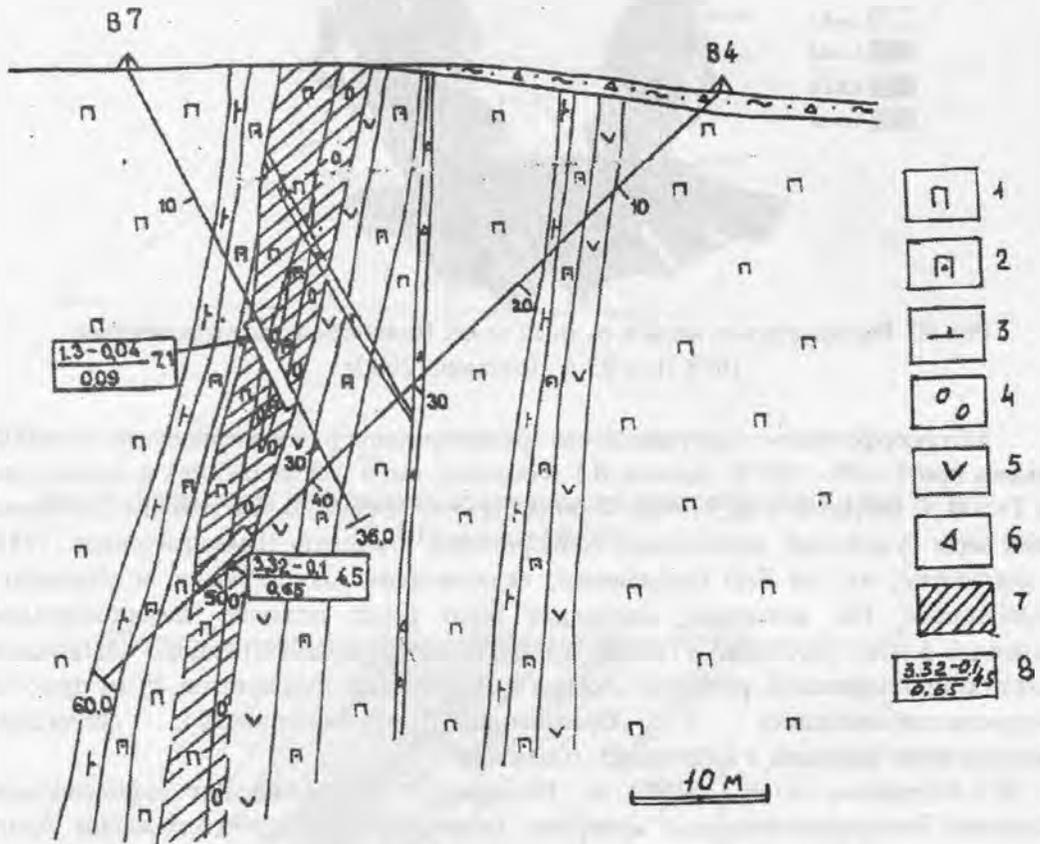


Рис.91. Стрoение (в вертикальном разрезе) зоны изменений и развития благороднометалльного оруденения на Баронском рудопроявлении.

По (Волченко и др., 2001):

1 – пироксениты; 2 – плагиоклазовые пироксениты; 3 – пироксен-плагиоклазовые пегматоидные породы; 4 – апатитовые оливиниты; 5 – брекчиевидные оливниновые пироксениты; 6 – тектонические брекчии; 7 – рудная зона (антигоритизированные, флогопитизированные, хлоритизированные, иногда оталькованные, брекчированные пироксениты); 8 – содержание элементов в рудной зоне (в числителе палладий-платина, в знаменателе – золото) и мощность (по данным С.Я.Берсенева)

На глубоких горизонтах в пироксенитах выявлены маломощные (до 1 м) прослои перидотитов. Пироксениты контактируют с габбро; последние, кроме того, отмечаются в виде многочисленных даек в пироксенитах. В контактовой зоне этих пород проявлена (иногда довольно интенсивно) плагиоклазизация, развита рудная зона с золотоплатиноидной минерализацией. Ю.А.Волченко установлено, что максимально благороднометалльная минерализация проявлена в местах развития оливниновой разности пироксенитов. Причем, последние в этом случае интенсивно серпентинизированы (установлены хризотил, лизардит, антигорит), хлоритизированы, иногда оталькованы. Участками проявлена флогопитизация. В рудную зону попадают также апатитовые оливиниты, в которых проявлены те же вторичные изменения, что и в пироксенитах. Серпентинизация сопровождается выделением большого количества магнетита. По данным Ю.А.Волченко, апатит относится к фторотипной разности, впрочем, как и на Волковском месторождении. Среднее содержание благородных металлов в рудной зоне, по Ю.А.Волченко, составляет (в г/т): Pd 4,36; Pt 0,1; Au 0,3. Перечисленные вторичные процессы, проявленные в ультрабазитах, обусловили

переотложение и преобразование сульфидной минерализации и возникновение минералов благородных металлов (Волченко и др., 2001). Следует заметить, что каких-либо доказательств присутствия хотя бы реликтов "первичной" сульфидной минерализации в ультрабазитах в этой работе не приводится.

Сульфиды в рудной зоне присутствуют в виде тонкой (50-200 мкм) вкрапленности, гнезд (от 400 мкм до 1-2 мм), реже они образуют прожилки-цепочки (длина от 100 мкм до 1 мм). Сульфиды представлены (перечисляются в порядке уменьшения количества): халькопирит, халькозин, борнит, карролит, пирит. Общее количество этих минералов в рудной зоне не превышает 1 мас.%, обычно меньше. Однако на отдельных небольших участках зоны их количество может возрасти до 233 мас.%. До 85 мас.% благороднометалльных минералов связаны с халькопиритом и борнитом. Оставшаяся их часть фиксируется в прожилках антигорита и хлорита с магнетитом, рассекающих лизардитовую матрицу. В хорошо изученном поверхностном геологическом разрезе (полоса в интервале глубин 0 - 8 м) рудной зоны содержание благородных металлов составило (г/т, среднее из 10 анализов): Pd 18,6; Pt 0,49; Au 2,84. К сожалению, с глубиной в последней количество сульфидов и содержание благородных металлов уменьшается.

Исследованиями Ю.А.Волченко и др. (2001) показано, что среди благороднометалльных минералов рудной зоны преобладают котульскиты и кейктонниты, которые содержат 38-67 мас.% Pd, а также примесь Pt (до 1-2 мас.%), Au и Ag. Менее распространены меренскииты, содержащие 20-26 мас.% Pd и в качестве примеси Pt (до 2,1 мас.%), золото и серебро.

Самородное золото руд высокопробное, в качестве примесей в нем зафиксированы (мас.%): Ag (12,2-13,2), Pd (0,14-0,20), Bi (0,20-0,25).

Значимость Баронского рудопроявления следует рассматривать в двух аспектах. Во-первых, это объект с комплексными, существенно палладиевыми рудами. В условиях, когда цена на палладий на мировом рынке высока (\$ 25 за 1 г) и продолжает устойчиво расти, видимо, рудопроявление может представить самостоятельный практический интерес. Во-вторых, наличие Баронского рудопроявления открывает возможности для поисков в пределах Платиноносного пояса новых объектов "баронского" типа. Согласно (Волченко и др., 2000), перспективы для этого имеются. В качестве первоочередных выдвигаются Павдинский дунит-клинопироксенит-габбровый и Каменушинский пироксенит-дунитовый массивы, в которых признаки оруденения указанного типа зафиксированы. Кстати, отметим, что габбро Павдинского массива обладает элементами расслоенности, а также основными геохимическими чертами, свойственными оруденению волковского типа.

Выводы

1. Объекты островодужной геодинамической обстановки - главным образом разнообразные месторождения колчеданного семейства (домбаровского, уральского, баймакского, муртыктыкского типов) - широко представлены на Северном, Среднем и Южном Урале. Они прошли сложный и длительный путь формирования (для них характерны полигенность) и трансформации (главным образом воздействия на рудные и околорудные метасоматиты метаморфизма, связанного с гранитоидным магматизмом. Трансформация не ведет к уничтожению рудных тел, но обуславливает интенсивное перераспределение вещества-элементов, составляющих сульфидные руды. Благодаря этому процессу происходит обогащение определенных частей рудных тел золотом. Это в первую очередь борнитовые и во вторую - халькопирит-сфалеритовые руды.

2. Среди объектов колчеданного семейства устанавливается ряд: медно-сфалеритовый (домбаровский тип) - медно-сфалерит-галенитовый (уральский тип) -

колчеданно-полиметаллический (баймакский тип) - золото-полиметаллический (тип муртыкты), с нарастанием содержания Au в рудах от первых сотых и десятых долей грамма в 1 т до 6-8 г/т. Только на объектах уральского типа запасы руд превышает 2 млрд т. Понятно, что при содержании Au 1 г/т (минимальные средние содержание) получаем внушительные запасы золота. Они таковы, что существенно превышают запасы объектов кварц-жильного типа.

3. Указанный выше ряд колчеданных месторождений является в принципе временным. Со временем нарастает мощность литологических "покрышек", под которыми формируется месторождение. При этом происходит эволюция околорудных метасоматитов. Так, объекты домбаровского и уральского типов сопряжены с кварц-серицитовым метасоматитами, часто не содержащими карбоната. В объектах баймакского типа околорудные метасоматиты обычно содержит кальцит. Наконец, для золото-полиметаллических месторождений характерны метасоматиты березит-лиственитовой формации.

4. Изотопным анализом серы сульфидов и кислорода и водорода серицитов из околорудно измененных пород показано, что флюид, обусловивший формирование колчеданных месторождений, был сложным: в нем в разных пропорциях смешивались гидротермальные растворы и морская вода.

5. Благороднометалльная минерализация известна на Урале также в связи с вещественными комплексами Платиноносного пояса. В настоящее время практический интерес представляет Волковское месторождение, в комплексных рудах (медь, титан, ванадий, фосфор) которого установлены палладий, платина и золото. Разведется Баронское рудопроявление, платиноидно- и золотоносность которого доказана.

6. Золотоносность Платиноносного пояса изучена слабо. Специализированные работы по ее оценке явно перспективны. Благоприятны для этого два основных фактора: первый - наличие практически значимых объектов, второй - совмещенность на отдельных интервалах пояса островодужных комплексов с коллизионными, где могут быть сформированы значительные по масштабности месторождения в условиях сложной рудно-геохимической системы, включающей гранитоидную, базитовую и ультрабазитовую металлогенную специализации.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ АКТИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ

ЗОЛОТООРУДЕНЕНИЕ НАДСУБДУКЦИОННЫХ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ

На восточном склоне Северного Урала в связи с андезитоидным вулканоплутоническим комплексом, сформировавшимся после раннедевонской коллизии (Язева, Бочкарев, 1993), известны следующие типы золотого и золотосодержащего оруденения: медно-железо-скарновое, медно-порфировое, золотокварцевое с околорудными метасоматитами березит-лиственитовой формации, золотое прожилково-вкрапленное (нетрадиционное), сопряженное главным образом с метасоматитами кварц-серицитовой формации и с джаспероидами в зоне сопряжения надвига с субвертикальными параллельно ориентированными разломами. Последнее оруденение наложено на рассматриваемый пояс.

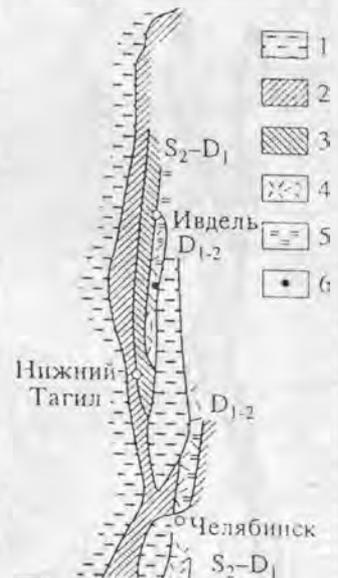
Медно-железо-скарновые объекты

Андезитоидные пояса прослеживаются "пятнами" через весь Урал, будучи приуроченными к активной континентальной окраине (рис. 92). Однако наиболее значительным по протяженности и изученным, в том числе, в отношении золоторудной минерализации является пояс, расположенный на Северном Урале, именуемый Ауэрбаховским (рис. 93). Последний принят нами за эталон, на базе которого составлено данное ниже описание.

Рис. 92. Схема размещения структурно-вещественных комплексов Урала.

По (Сазонов и др., 1993):

1 - пассивные окраины и микроконтиненты; 2 - тектонически сжатые комплексы океанической коры и энсиматических островных дуг; 3 - базальтоидные вулканоплутонические пояса, специализированные на магнетит-скарновое оруденение; 4 - андезитоидные вулканоплутонические пояса, специализированные на медно-магнетит-скарновое и золотое (кварц-жилкового и прожилково-вкрапленного типов) оруденение; 5 - трахиандезит-монцодиоритовые комплексы; 6 - Ауэрбаховское рудное поле (включает Воронцовское золоторудное месторождение)



Медно-железо-скарновые объекты локализуются в приконтактных зонах Ауэрбаховского интрузивного массива, сложенного в центральной части кварцевыми диоритами и гранодиоритами, а с периферии - диоритами и габбро-диоритами. От южного края массива к северному магнетит-скарновое оруденение сменяется сначала сульфидно-магнетитовым, а затем золотосульфидным (рис. 94). В южной и центральной приконтактных частях локализованы объекты с магнетит-халькопиритовой и пирротин-халькопиритовой минерализацией, а в северной - с пирит-халькопиритовыми рудами. В

северной экзоконтактовой части имеются проявления сфалерит-пирит-халькопиритовой минерализации с баритом, тетраэдритом, энаргитом, кварцем и кальцитом.

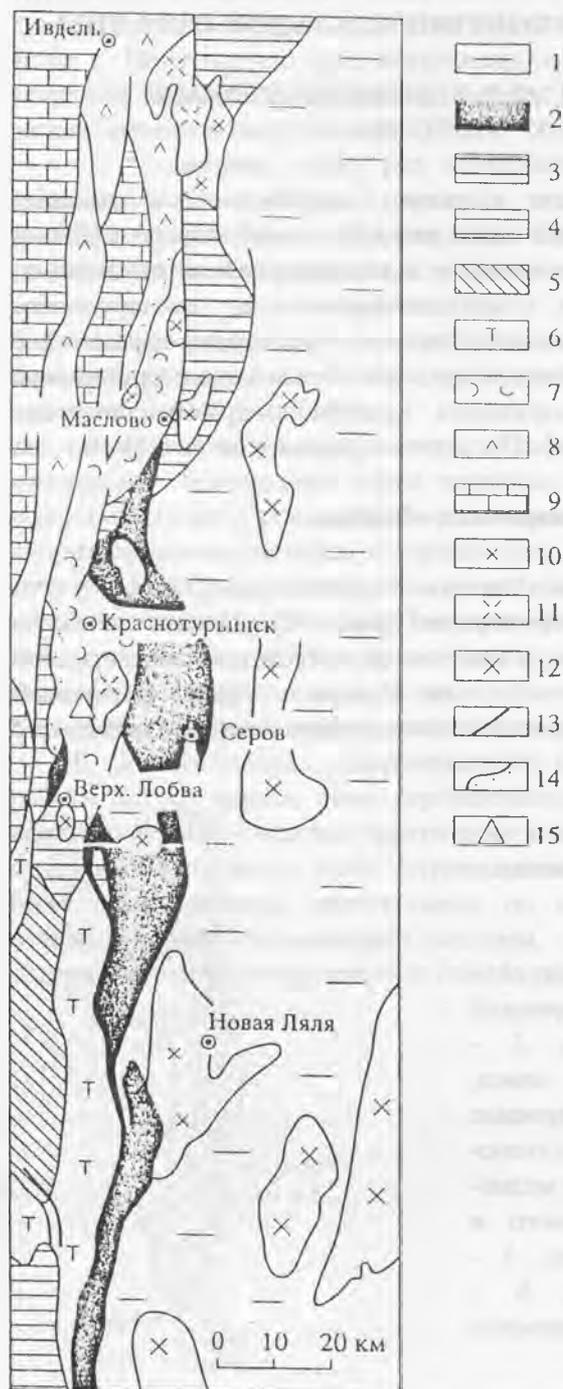


Рис. 93. Схема строения Турьинско-Ауэрбаховского района.

По (Язева, Бочкарев, 1993):

1 - допалеозойские метаморфиты Восточно-Уральского микроконтинента; 2 - альпинотипные гипербазиты; 3 - габбро; 4 - толеиты S_1 ; 5 - островодужные андезиты S_2 ; 6 - калиевые базальты, трахиты S_2-D_1 ; 7-11 - постколлизийные комплексы: 7 - андезиты D_{1-2} ; 8 - трахиандезитобазальты и вулканогенная моласса D_{2e} ; 9 - бокситоносные известняки, 10 - кварцевые диориты D_2 , 11 - габбро, гранодиориты, граниты D_2 ; 12 - тоналиты C_1 ; 13 - тектонические контакты комплексов; 14 - стратиграфические контакты; 15 - месторождение Воронцовское

Смена магнетитового оруденения сульфидно-магнетитовым и сульфидным наблюдается не только в меридиональном направлении, но также и в широтном (см. рис. 94). Зональное размещение отмеченных типов оруденения сочетается отчетливо с зональностью самих скарнов. Так, количество граната в последних увеличивается в направлении с севера на юг, а также в пределах контактовых зон наиболее крупных апофиз массива. В этих же направлениях возрастает объем тел пироксен-гранатовых скарнов. В северной части площади значительно развит пироксен (салит-геденбергит). Он образует самостоятельные экзоконтактовые залежи, вмещающие, как правило, богатые пирит-халькопиритовые руды, значительно реже - секущие тела инфильтрационных скарнов. В южной части площади пироксеновые скарны редки,

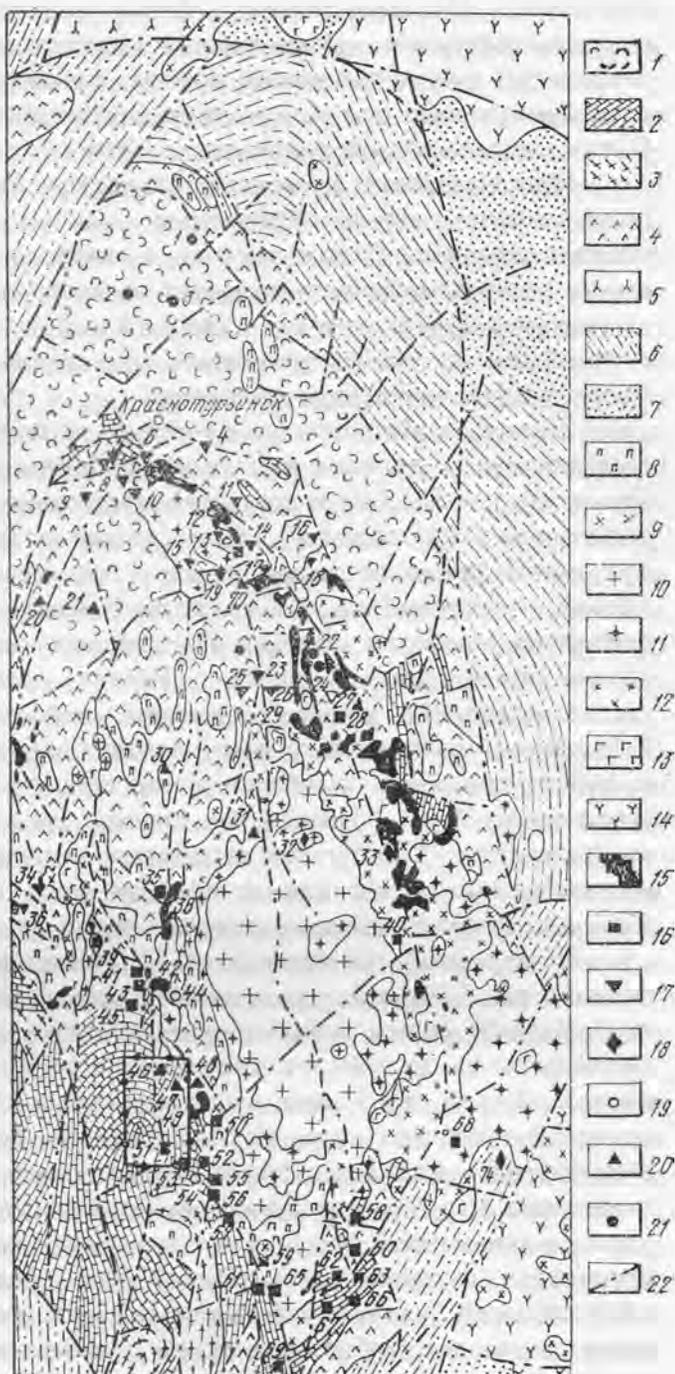
встречаются в виде маломощных линзоподобных залежей во внешних частях скарновых зон.

Рис. 94. Геологическое строение района-эталона развития оруденения, сопряженного с вулканоплутоническим комплексом андезитоидного пояса.

По (Лисов, 1978):

1 - нижнеэйфельские (D_2ef) образования: туфы базальтового и андезит-базальтового состава, туфопесчаники с редкими прослоями туфоалевролитов; 2-5 - кобленцкие образования (D_1c): 2 - светло-серые известняки, участками мраморизованные, 3 - переслаивание туфопесчаников, туфоалевролитов и известняков, 4 - туфы андезитового, реже андезит-базальтового состава, туфобрекчии, туфоконгломераты, туфогравелиты, туфопесчаники, туффиты; 5 - туфы андезитового состава, туфоконгломераты, туфопесчаники и туфоалевролиты; 6 - пржидольско-жединские (S_2p-D_1z) образования: переслаивание туфопесчаников и туфоалевролитов; 7 - лландоверийско-венлокские (S_1ln-v) образования: спилиты, диабазы, диабазовые порфириды; 8 - кобленцкие (D_1c) субвулканические андезитовые и диоритовые порфириды; 9-13 - средне девонский интрузивный (D_2) комплекс: 9 - граниты аляскитовые, 10 - гранодиориты, 11 - кварцевые диориты, 12 - диориты, 13 - габбро и габбро-диориты; 14 - серпентиниты; 15 - скарны; 16-18 - скарновые месторождения: 16 - железа, 17 - меди, 18 - железа и меди; 19 - меднопорфировые месторождения; 20 - проявления золотосульфидно-кварцевой формации; 21 - медные объекты неясной формационной принадлежности; 22 - разломы.

Цифры на рисунке - рудные объекты



В пределах площади, представленной на рис. 94, интрузии (преимущественно среднего состава) сопровождаются комагматичными им вулканитами того же состава. Последние вместе с вмещающими их осадочными и вулканогенно-осадочными породами и краевыми частями интрузивных массивов подверглись трехэтапному метаморфизму. Метаморфиты подразделяются на три группы: высоко-, средне- и низкотемпературные. Первые включают мраморизованные известняки, ороговикованные порфириды и туфы андезит-базальтового состава, пироксен-гранатовые скарны и пироксеновые эпидозиты. К роговикам пироксен-гранатовой ступени относится, в частности, магнетитовое оруденение скарнов. Среднетемпературные метаморфиты представлены пропилитами, имеющими площадное распространение и не связанными с конкретными интрузивными

массивами. В пропильтизированных вулканитах часто отмечается редкая тонкая вкрапленность пирита. Низкотемпературные метаморфиты локализируются в трещинных структурах. Их минеральные фазы содержат воду и углекислоту. Среди низкотемпературных метаморфитов-метасоматитов нами выделены березиты-листвениты, кварц-серицитовые породы, джаспероиды и аргиллизиты. Кроме того, в отдельных участках отмечено развитие адуляризации, пумпеллиитизации, пренитизации. С этими метасоматитами сопряжена главным образом сульфидная минерализация.

Многочисленные дизъюнктивные нарушения (см. рис. 94) по времени заложения подразделяются на доинтрузивные, до- и послескарновые (домагнетитовые), послемагнетитовые. Особое значение в контроле скарново-магнетитового оруденения имеют разломы субмеридионального и северо-западного простирания. В местах их пересечения сформировались мощные (до 200 - 300 м) скарновые зоны с жило- и линзообразными телами массивных магнетитовых и сульфидно-магнетитовых руд. Последние фиксируют зоны скальвания.

Скарнирование развилось в участках контактов интрузивных и эффузивных пород средне-основного состава с известняками. Причем скарновые месторождения в удалении больше чем на 0,5-0,7 км от контактов интрузивных массивов обычно не встречаются. Им свойственна "стандартная" биметасоматическая зональность: интрузивная или эффузивная алюмосиликатная порода - пироксеновый эпидозит (часто отсутствует) - пироксен-гранатовый скарн - гранатовый скарн - салитовый скарн - известняк (или другая известковистая порода). На площади развития скарнов выделены дайковые образования трех возрастов. Ранние дайки доскарновые, представлены кварцсодержащими роговообманковыми порфиритами, нередко скарнированными. Дайки второй возрастной группы - роговообманковые диоритовые порфириты, обычно амфиболизированные, наиболее распространены в контактовой зоне скарнов с известняками, где формируются пироксеновые экзоскарны, несущие сульфидную минерализацию. Такие дайки пересекают контакт скарнов с известняками, образуют коленообразные изгибы или же апофизы вдоль контакта. В подобных местах дайки обычно наиболее изменены гидротермальными процессами.

В скарновых месторождениях Ауэрбаховской группы выделено шесть типов рудных тел. Первый представляет крутопадающие тела линзообразной, реже трубообразной формы, локализующиеся внутри крутопадающих зон скарнов, которые сформировались на контакте известняков с интрузивными породами средне-основного состава. Второй тип - преимущественно тела линзовидной и трубообразной форм, залегающие на контакте скарнов с известняками. Третий тип - пологопадающие пласто- и линзообразные тела, находящиеся внутри пологозалегающих зон скарнов на контакте известняков с породами вулканогенно-осадочной толщи. Четвертый тип - тела сложной пластово-линзовидной формы, имеющие пологое падение и локализующиеся на контакте известняков с вулканитами. Пятый тип представлен пологопадающими телами пластообразной формы в субпластовых зонах скарнов и эпидозитов, образовавшихся путем замещения карбонатных пород в вулканогенно-осадочной толще. И, наконец, шестой тип - крутопадающие тела жило- и линзообразной форм в зонах дорудных разломов. Форма рудных тел конкретных месторождений представляет собой комбинацию из двух-трех охарактеризованных типов. Ранние мощные скарновые залежи распространены значительно шире, чем области развития зон скальвания и связанные с ними участки околоскарновой трещиноватости с пироксеновыми скарнами. Сульфидная минерализация наложена на последние и занимает в них ничтожно малый объем.

Скарновые объекты в Ауэрбаховском районе эксплуатируются на железо, меньше на медь (в последнем случае только сульфидные руды со значительным содержанием халькопирита). Скарнирование сопровождалось не только концентрацией железа и меди, но также золота и серебра. В стадию формирования магнетитовых руд золото продолжало концентрироваться, а серебро было неподвижным. Оба элемента концентрировались во

время отложения сульфидной минерализации. Приведенные выводы сделаны на основе материалов по золотоносности Воронцовского и Северо-Песчанского месторождений. Полученные позже данные по одному из рудопроявлений, расположенного в юго-восточной контактовой зоне Ауэрбаховского массива, совпадают с этими выводами. Однако здесь концентрации золота достигают промышленных масштабов: 2,25 и 3,8 г/т на мощностях соответственно 6,3 и 8,75 м. Естественен вопрос о том, могут ли уральские скарновые месторождения (в первую очередь это касается Ауэрбаховского района) быть практически интересными по золоту? В общем виде ответ на этот вопрос, бесспорно, положительный. Так, в Алтае-Саянской области известно 750 участков развития скарнов, из них 93 золотоносны (Алабин, 1984, 1998 и др.). Известны золотоносные скарны в Казахстане, Узбекистане и других странах. Они подразделяются на собственно золотые (имеются сведения более чем по 40 объектам, Theodora a.o., 1991) и золотосодержащие, в которых Au является попутным компонентом (есть данные более чем по 50 месторождениям, Theodora a.o., 1991 и др.). Среди месторождений первой группы имеются уникальные, например Ловер Фортитюд в Неваде в США (разведанные запасы золота превышают 50 т, среднее содержание элемента в руде 10,45 г/т), а также Ред Доум в Австралии (более значительное по разведанным запасам, содержание золота в рудах колеблется от 1,3 до 7-15 г/т, иногда оно достигает десятков граммов на тонну, установлено содержание 157 г/т). Резкой границы между указанными группами месторождений нет, так как в конечном счете все определяется экономикой. Золото как попутный элемент извлекается из скарновых месторождений Fe, Cu, Cu-Fe, Zn-Pb, W. В России (Алтае-Саянская область) золотосодержащие скарны эксплуатируются как самостоятельные золоторудные объекты более полувека (Вахрушев, 1972 и др.).

Обычно золото максимально концентрируется в крупнозернистых (перекристаллизованных) участках скарнов и магнетитовых руд, где интенсивно проявились окварцевание, эпидотизация, актинолитизация, а в состав руд входят сульфиды (пирит, халькопирит, сфалерит, галенит) и теллуриды. Сульфидов обычно немного (0,5-1,0 мас.%). Скарновые месторождения с золотом по железу, как правило, практического интереса не представляют. Промышленные магнетит-скарновые месторождения связаны с более основными сериями магматитов, обычно толеитовыми, среди которых преобладают основные разности. Мелкие золотосодержащие магнетит-скарновые месторождения сопряжены с массивами гранитоидов, в которых преобладают породы среднего состава.

Медно-магнетит-скарновые месторождения Турьинско-Ауэрбаховского района связаны с Ауэрбаховским интрузивным комплексом, который по петрохимическим параметрам близок к гранитам "пестрого состава" Алтае-Саянской складчатой области. Этот комплекс относится к габбро-диорит-гранодиоритовой формации. Кроме того, на Урале (Верхисетский район) известно Шиловское медно-скарновое золотосодержащее месторождение, которое сопряжено с Верхисетским интрузивным комплексом, относящимся к тоналит-гранодиоритовой формации раннепермского возраста (Смирнов, Калеганов, 1997). Однако это месторождение связано не с самим Верхисетским массивом, а с небольшим выходом габбро-диоритов под названием Решетинского, расположенным в экзоконтакте последнего. Скарны развились на контакте габбро-диоритов с известняками (рис. 95). Возраст магматитов ранне-среднедевонский. По возрасту и принадлежности к габбро-диорит-гранодиоритовой формации они сопоставимы с Ауэрбаховским комплексом. На месторождении картируются, кроме того, гранодиориты - производные поздней фазы указанной формации, а также гранит-порфиры и аплиты - дайковый комплекс Верхисетского массива гранитоидов.

Скарны представлены гранатовым, гранат-пироксеновым и гранат-эпидотовым парагенезисами. На скарны и их магнетитовые руды наложена медно-сульфидная минерализация. Последняя фиксируется в тектонических нарушениях северо-западной ориентировки, локализуясь как в скарнах, так и в пропицитизированных габбро. В

диоритах она отмечается в зонах развития кварц-серицитовых метасоматитов. Иногда редкая вкрапленность сульфидов меди развита и в известняках.

В формировании месторождения выделены три стадии. В первую образовались скарны. Вторая началась с формирования зон дробления, рассланцевания вдоль субмеридиональных сбросов, а также внутри скарновых тел и по границам их с габбро. В таких зонах габбро альбитизируются и эпидотизируются, а в скарнах развивается магнетит-эпидотовый парагенезис. В эпидозитах фиксируются участки перекристаллизации, сложенные ярко-зеленым эпидотом и кальцитом. В таких участках часто наблюдается вкрапленность сульфидов борнит-халькопиритовой минеральной ассоциации.

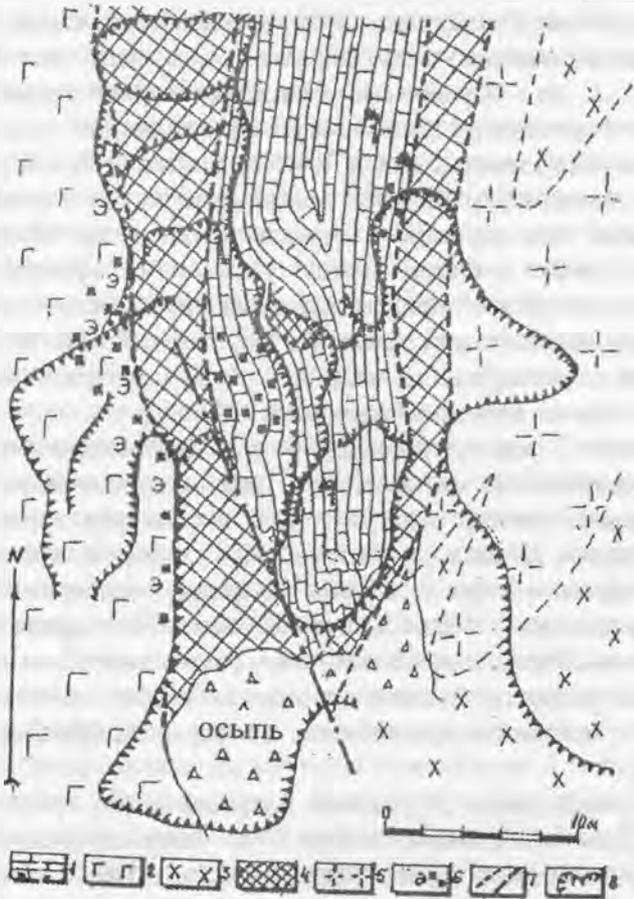


Рис. 95. Геологическая карта Шиловского месторождения:

- 1 - мраморизованные известняки, участками с сульфидами;
- 2 - меланократовое габбро;
- 3 - диориты;
- 4 - скарны (гранатовые, гранат-пироксеновые, гранат-эпидотовые с магнетитом и сульфидами);
- 5 - гранодиориты (иногда дайки аплитов) с участками развития кварц-серицитовых метасоматитов;
- 6 - места развития эпидотизации (Э) и сульфидизации (черные квадраты);
- 7 - контакты пород и дизъюнктивные нарушения;
- 8 - границы карьера

Участками руды месторождения повышено золотоносны. Самородное золото ассоциирует с халькозином и халькопиритом. По данным В.В.Мурзина, пробность золота 795-806; в нем установлена ртуть (0,6-0,7 мас.%).

Минерализация третьей стадии развилась по сколовым трещинам северо-западного простирания. Она представлена вкрапленностью сульфидов в кварц-карбонатных прожилках с актинолитом (тремолитом), эпидотом и хлоритом. Сульфиды прожилков выделены В.В.Мурзиным в самостоятельную минеральную ассоциацию.

Кроме охарактеризованных метасоматитов, на месторождении известны их кварц-серицитовые разности аподиоритовой и апогаббровой природы. Они локализируются в трещинах северо-западного простирания, иногда минерализованы пиритом и халькопиритом. Эта минерализация отнесена к медно-порфировому типу.

Скарны в связи с гранитоидами тоналит-гранодиоритовой формации (Середовинский массив) также известны. Однако они малочисленны и золотоносны слабо. Таким образом, золотопродуктивные медно- и медно-магнетит-скарновые месторождения известны в связи с постколлизийными гранитоидными комплексами.

Причем скарны связаны как с полифазными (наиболее распространенный случай), так и с монофазными интрузиями преимущественно среднего состава. Золотая минерализация сформировалась позднее скарнов. Однако в одних случаях она возникла из тех же хлоритиновых флюидов, которые сформировали скарны, в процессе эволюции последних. В других случаях она наложена на скарны, будучи сопряженной с поздней фазой интрузии. В связи с последней формируются золотоносные кварцевые жилы, а представляющие ее гранитоиды отличаются специализацией на золото.

Первоначально (Овчинников, 1948) сульфидное рудообразование в скарнах рассматривалось как наиболее низкотемпературный этап скарнового процесса. Позже (Бакласв, Усенко, 1989) железное оруденение в скарнах связывалось с габбро, а медно-сульфидное - с гранитами. Последнее заключение было поддержано и развито в работах В.А.Прокина с соавторами (Прокин и др., 1990). По их представлениям, железное оруденение скарнового типа сопряжено с дайковым комплексом (диабазы, габбро-диориты, монцониты, спессартиты), сульфидная меденосная минерализация наложена на этот комплекс.

Золотое оруденение, представленное кварц-жильным типом и развитое в пределах Ауэрбаховского интрузивного комплекса, а также в породах его кровли, сформировалось из скарнирующего флюида, претерпевшего эволюцию главным образом за счет падения температуры (Сазонов и др., 1991).

По О.В.Мининой (1991), медь в магнетитовых рудах скарновых месторождений - результат обогащения последних при развитии медно-порфирового процесса.

На основе результатов исследования изотопии серы сульфидов и кислорода и углерода карбонатов из руд и околорудно измененных пород рассматриваемых месторождений (Баранов и др., 1985; Перкова, 1975; Загрудина, 1986; Сазонов и др., 1991 и др.) полагается, что оба типа скарновых руд (магнетитового и медно-магнетитового) сформировались из "скарнирующего" флюида, который был гомогенным, высокотемпературным, глубинного происхождения (Мурзин, Сазонов, 1996). Для флюида, сформировавшего железо-скарновые объекты, доказано реагирование с вмещающими породами. В них сульфидная минерализация отложилась позже магнетитовой при понижении температуры ниже 600 °С. Флюид, ответственный за медную минерализацию, иногда отклонялся от каналов подачи "железоносных" растворов и разгружался не в зонах скарнов, а на флангах зон скарнирования и иногда даже на значительном удалении от последних (Мурзин, Сазонов, 1996).

Формирование золото-кварцевых жил протекало из флюида, сера которого была несколько обогащена тяжелым изотопом. В процессе становления жил сера дополнительно обогащалась последним за счет контакта флюида с вмещающими породами и (или) повышения щелочности последнего при температуре ниже 350 °С.

ВОРОНЦОВСКОЕ ЗОЛОТОРУДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ (8)

Воронцовское месторождение открыто в 1980 г. Б.А.Гладковским (ПГО "Уралгеология"). В настоящее время оно детально разведано и готовится к эксплуатации. Работами ряда геологов (Б.А.Гладковский, В.Н.Сазонов, В.В.Мурзин, В.Н.Бобров, К.П.Савельева, и др.) показано, что Воронцовское месторождение принадлежит к карлинскому типу. В настоящее время это общепризнанный факт. Воронцовское месторождение расположено в Турьинско-Ауэрбаховском рудном районе на Северном Урале.

Происхождение карлинских руд является предметом многолетних дискуссий. По крайней мере три взаимоисключающие гипотезы их происхождения были предложены североамериканскими геологами. Ряд исследователей отстаивают магматогенную природу этих руд, полагая, что внедрение магмы вызвало циркуляцию флюида и рудные компоненты поступали из магматического очага (Sillitoe, Bonham, 1990). Высказывалось мнение, что флюид и рудные компоненты извлекались из вмещающих пород при их

региональном метаморфизме (Phillips, Powell, 1993). Сравнительно недавно была сформулирована амагматическая концепция формирования месторождений этого типа вследствие региональной циркуляции минералообразующего флюида, обусловленной процессами растяжения земной коры (Ilchik, Barton, 1997).

Воронцовское месторождение расположено в пределах андезитоидного вулканоплутонического пояса (см. рис. 92) субмеридионального простирания с усложненными дизъюнктивной тектоникой границами (см. рис. 93). Этот пояс образовался в результате столкновения Тагильской островной дуги с Восточно-Уральским микроконтинентом (Язева и др., 1991). В настоящее время андезитоидный пояс - палеовулканическая гряда, сложенная преимущественно андезитоидами D_{1-2} (Язева, Бочкарев, 1993). Комагматичные им интрузии представлены кварцевыми диоритами и гранодиоритами, незначительно развиты диориты и габбро. Первые проявления андезитового вулканизма в районе совпали с размывом пражских известняков, отложением "ленточных" известковистых туффитов и туфопесчаников. Мощность пород андезитоидного пояса составляет 4-5 км. Они перекрываются туфами трахиандезит-базальтовой толщи. Известняки, андезиты и туффиты пересекаются дайками базальтов, трахиандезит-базальтов и габбро-диабазов (рис. 96). По современным представлениям, этот пояс сформировался в режиме активной континентальной окраины (Язева и др., 1991; Сазонов и др., 1996). Во всех интрузивных породах (от габбро до гранитов) установлено повышенное содержание калия. Состав и характер фракционирования РЗЭ в плутонитах главной фазы комплекса (Язева, Бочкарев, 1993), геолого-тектоническое моделирование развития последнего (Огородников, Сазонов, 1992) указывают на базальтовый базис представляющих его пород.

Образования вулканоплутонического пояса залегают на докембрийских метаморфических породах (Салдинский блок) и существенно вулканогенных толщах островной дуги (см. рис. 93). Последние на юге района представлены известково-щелочными андезитами и андезито-базальтами (павдинский комплекс венлокского возраста). Силурийский островодужный вулканизм завершается калиевыми субщелочными эффузивами. Вулканогенно-осадочные породы прорваны штокообразными массивами умеренно кислых пород. В южной части вулканоплутонического пояса обнажен Ауэрбаховский интрузив габбро-диорит-гранодиоритовой формации D_2 . Он расположен вблизи плоскости крупного надвига. Состав этого интрузивного массива сложный. Он состоит из диоритовых порфиритов, гранодиоритов, а также плагиогранит-порфиров и габбро.

Месторождение расположено в юго-западной экзоконтактной части Ауэрбаховского крупного плутона размером 15 x 6 км (см. рис. 93,94). Плутоном характеризуется зональным строением: магматические породы, его слагающие, закономерно сменяются от габбро до гранитов. Вулканогенно-осадочные породы на площади месторождения слагают моноклиналь, полого падающую на запад и погружающуюся на север (см. рис. 96). В основании этой структуры залегают известняки с прослоями туффитов и алевролитов мощностью около 1 км. Эта толща согласно перекрывается вулканогенно-осадочными породами: туфоалевролитами, туффитами, порфиритами и туфами андезитового состава. На контакте известняков с последними породами развиты брекчии, обломки которых - известняки - цементируются вулканогенными (Коржинский, 1948), вулканогенно-осадочными, осадочными образованиями. Вулканогенный цемент имеет андезитовый состав. На контакте с интрузией известняки мраморизованы; отчетливо проявлен роговиковый ореол. В приконтактной зоне интрузии (в известняках, вулканогенных, вулканогенно-осадочных породах, известняковых брекчиях и в ней самой) полосами и пятнами располагаются скарнированные породы.

Месторождение контролируется зоной сочленения крутопадающего субмеридионального разлома и надвига. Обе эти структуры - долгоживущие: они неоднократно активизировались в период от 380 до 330 млн лет (Сазонов и др., 1991). На площади месторождения в различное время интенсивно проявлялись процессы

дизъюнктивной тектоники. В результате сформировалась густая сеть разломов различного возраста: от ордовикских до раннекаменноугольных, возможно, до мезозойских.

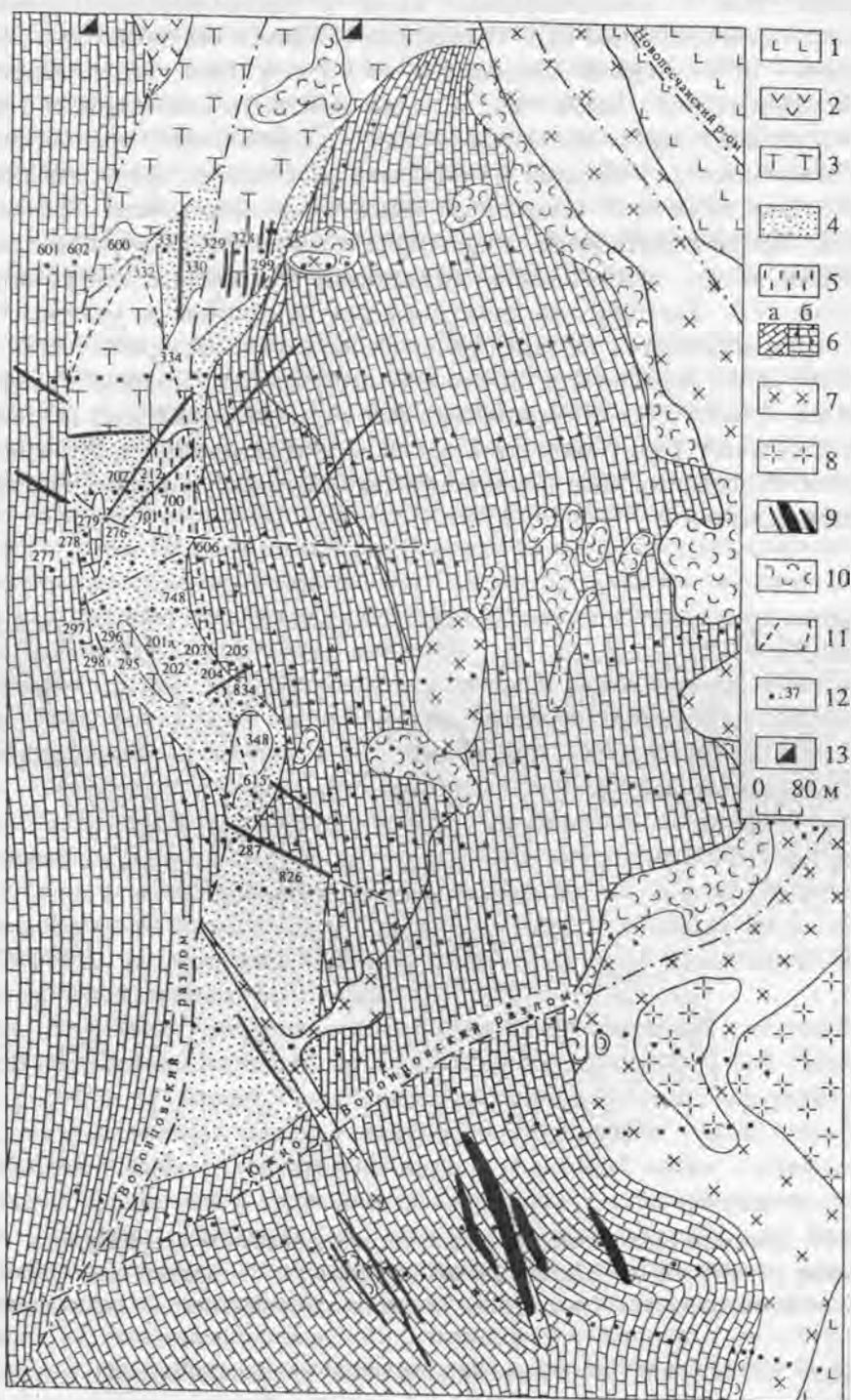


Рис. 96. Схема геологического строения Воронцовского золоторудного месторождения: 1 - позднесилурийско-раннедевонские базальтовые, реже андезит-базальтовые порфиры; 2-6 - кобленцикие образования: 2 - андезитовые порфиры, 3 - туфы андезитового состава, 4 - кремнистые туфопесчаники, 5 - туфоалевролиты, 6 - известняки (а) и развившиеся на них делювиальные отложения (б); 7 - диориты; 8 - кварцевые диориты; 9 - дайки преимущественно габбро-диабазов; 10 - скарны; 11 - проекция рудной зоны на дневную поверхность; 12 - колонковые скважины и их номера; 13 - шахты (отрабатывались магнетит-скарновые залежи).

Главный рудоконтролирующий разлом является надвигом. Другие разломы представляют собой сдвиги и сбросы. Часть разломов контролирует дайки калиевых базальтов и габбро-диабазов.

Рудные тела - золото-кварцевые жилы и прожилково-вкрапленные зоны - образовались после внедрения даек. Протяженность золото-кварцевых жил достигает 200 м, мощность - от нескольких сантиметров до 0.5-1 м. Они локализованы в породах вулканоплутонического пояса, а также в медно- и железоносных скарнах. Практический интерес в настоящее время представляет зона минерализации, сформировавшаяся на контакте известняков с туффитами. Рудные тела выделены по результатам опробования на золото. Они включают отмеченные выше минерализованные брекчии, скарны, известняки, березиты-листвениты, кварц-серицитовые метасоматиты, а также породы туфосланцевой толщи, перекрывающей известняки. Рудное тело контролируется зоной надвига (рис. 97). Золоторудная минерализация приурочена к участкам сочленения надвига с крутопадающими на запад дизъюнктивными структурами, часть из которых контролирует дайки основного и, в меньшей мере, среднего состава. Распространению руд на запад препятствует субмеридиональная крутопадающая зона разлома. В плане рудная залежь имеет форму вытянутой ленты, протягивающейся в субмеридиональном направлении. Рудоносные зоны подверглись тектоническому воздействию: дроблению и (или) рассланцеванию.

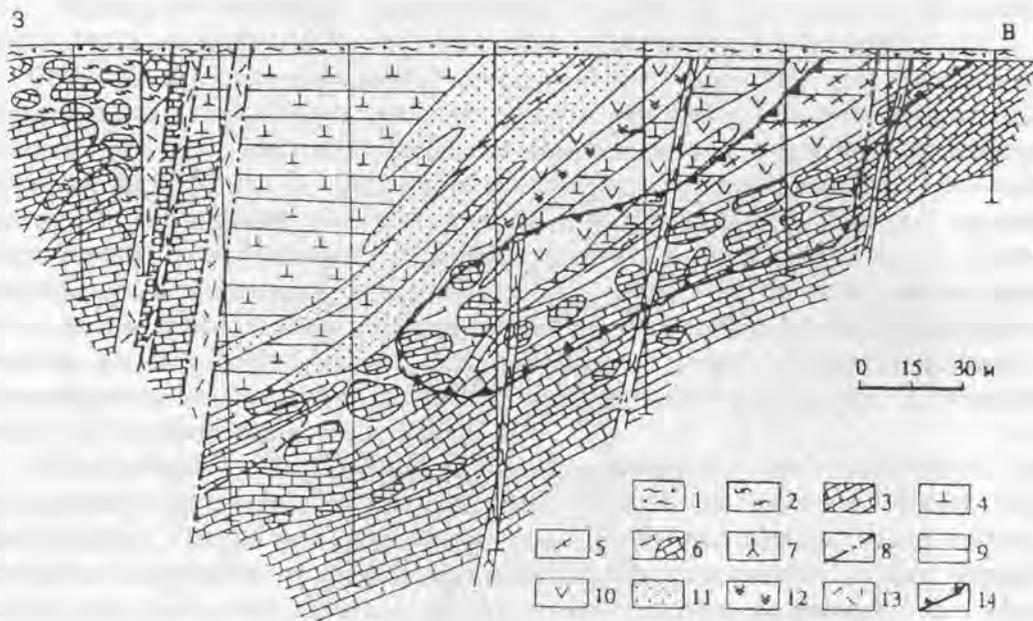


Рис.97. Типовой геологический разрез Воронцовского месторождения:

1 - покровные отложения; 2 - делювиальные образования; 3 - известняки; 4 - вулканогенные породы; 5 - вулканогенно-осадочные породы; 6 - рудоносные брекчии; 7 - дайки лампрофиров; 8 - разломы; 9-13 - метасоматиты: 9 - пропилиты, 10 - кварц-серицитовые, 11 - кварц-серицит-альбитовые, 12 - березиты-листвениты, хлорит-серицитовые; 14 - рудная зона

На месторождении обнаружено несколько минеральных типов руд, которые ассоциируются с различными метасоматическими породами. В центральной части рудной залежи располагаются пирит-реальгаровые руды, сопровождающиеся кварц-серицитовыми метасоматитами. На северном и южном флангах обнаружены руды с низким содержанием золота. Среди них - полиметаллическая минерализация, с которой ассоциируется кварцевая фация джаспероидов, и сульфосольно-полиметаллическая минерализация, которую сопровождают джаспероиды доломит-анкеритовой фации.

Околорудные метасоматиты. В пределах Воронцовского месторождения развиты разнообразные метасоматиты: волластонитовые, калишпатовые, известковые скарны, кварц-кальцит-хлоритовые, пропилиты, березиты-листвениты, кварц-серицитовые, джаспероиды и аргиллизиты (Коржинский, 1948; Сазонов и др., 1991; Чекваидзе и др., 1995). С золотой минерализацией сопряжены разновозрастные метасоматиты (от ранних к поздним): меденосные скарны, пропилиты, березиты-листвениты, кварц-серицитовые и джаспероиды, аргиллизиты (Сазонов и др., 1991; Мурзин, Сазонов, 1996; Исакович, 1996). Часть из них показана на рис. 97. Анализ минеральных парагенезисов пропилитов и скарнированных пород проведен Д.С. Коржинским (1948) и К.В. Подлесским (Скарновые..., 1985). В связи с этим рассмотрим более подробно минеральные парагенезисы, строение колонок, взаимоотношения (пространственные и временные) лиственитов-березитов, джаспероидов, кварц-серицитовых метасоматитов и аргиллизитов.

Волластонитовые метасоматиты. Волластонит встречен в породах, образовавшихся при высокотемпературном метасоматозе на контакте интрузивов средне-основного состава с известняками. По положению в метасоматической колонке они отвечают салитовому скарну. Кроме того, нами этот минерал отмечен в известняковых брекчиях, где он наблюдался в виде небольших (до 2 мм) пятен, окрашенных в розовый цвет. В ряде случаев волластонит фиксировался в известняках, где он замещается тремолитом и эпидотом. По этим минералам отмечено развитие хлорита, с которым тесно сопряжена полиметаллическая минерализация. Хлорит представлен лейстами (до 1 мм) зеленой окраски с низкими цветами интерференции. Рудная минерализация в ассоциации с волластонитовыми метасоматитами не отмечена.

Известковые скарны. Распространение скарнов в Воронцовском месторождении определяется тремя факторами: магматическим (наличие интрузий средне-основного состава, скарнирование проявлено в их контактах), литологическим (присутствие карбонатных или карбонатсодержащих осадочных пород или вулканитов средне-основного состава), структурно-тектоническим (оруденение в контактовых зонах интрузий развивается только в случае их тектонической ослабленности). Скарнирование может на 30-50 м проникать в интрузивы и в породы их кровли. Мощность зон скарнирования обычно не превышает 10-20 м, протяженность составляет 1,5 км и больше. Зоны прерываются и появляются вновь. Таким образом возникают "полосы" скарнированных пород, длина которых достигает 10-15 км.

В зонах, сложенных скарнированными породами, проявлена метасоматическая зональность. В обобщенном варианте, по Д.С. Коржинскому (1948) и К.В. Подлесскому (Скарновые..., 1985), ее можно представить в следующем виде: интрузивная или эффузивная алюмосиликатная порода - пироксеновый эпидозит (часто отсутствует) - пироксен-гранатовый скарн - гранатовый скарн - салитовый скарн - известняк (или другая известковистая порода). С удалением от интрузивных массивов скарны сменяются пропилитами. Рудные минералы в скарнах сформировались в следующей последовательности: магнетит, пирротин, халькопирит, сфалерит-галенит. Первые два минерала равновесны с минералами скарнов, остальные - наложены на скарны и замещают их.

Установлены послескарновые (но сопряженные со скарновым процессом) золотопродуктивные минеральные ассоциации: 1) кварц-актинолит-эпидот-кальцитовая (с пиритовой и кубанит-пирит-магнетитовой минерализацией); 2) кварц-хлорит-кальцит-пренитовая (с полиметаллической и сульфидно-никелевой - халькопирит, миллерит, полидимит - минерализацией); 3) кварц-хлорит-серицит-карбонатная (с пирит-халькопиритовой минерализацией) и 4) кварц-хлорит-карбонатная (с арсенопирит-полиметаллической минерализацией). Золотоносность пород, сложенных этими минеральными ассоциациями, достаточно высокая (до 6,2 г/т Au). Она обусловлена присутствием в них самородного золота и золотосодержащими сульфидами. Самородное

золото характеризуется высокой пробностью (919-931‰). В нем присутствуют примеси Co (до 0,07 мас. %) и Pd (до 0,09 мас. %). Расчет минерального баланса золота показал, что в бедных магнетитовых рудах и гранатовых скарнах при валовом содержании золота 0,01 г/т около половины его содержится в сульфидах. При валовом содержании металла 1 г/т почти все золото сосредоточивается в сульфидах и его самородных частицах (Сазонов и др., 1991; Григорьев и др., 1992; Мурзин, Сазонов, 1996).

Калишпатовые метасоматиты. Калишпатизированные породы распространены на тех же площадях, что и магнетит-скарновые залежи. Участки калишпатизации контролируются субмеридиональными тектонически ослабленными зонами и имеют протяженность до 300-400 м при мощности до 30-40 м. В местах сочленения разноориентированных разломов залежи калишпатизированных пород близки к изометричной форме. Образование калишпатовых метасоматитов происходит по следующей схеме: в исходных породах (диоритах-гранодиоритах) калишпат замещает плагиоклаз, в калишпате фиксируются вроски олигоклаз-альбита. При калишпатизации пород происходит накопление золота. По нашим данным, максимальное его содержание достигает 32,7 мг/т.

Кварц-кальцит-хлоритовые метасоматиты встречены на Воронцовском месторождении в лежащем боку скарновой залежи с магнетитовым оруденением и в зонах разломов вне связи со скарнами. Иногда в этих метасоматитах развиты сульфиды и гематит. Нами изучены метасоматиты, сопряженные со скарнами. Кальцит содержит незначительную долю изоморфных примесей Mg, Fe и Mn, концентрация которых не превышает 1 мас. %. Состав хлорита, по-видимому, варьирует: А.Ф. Коржинский (1950) определил в них клинохлор, В.Н.Сазонов и др. (1991) - диабантин с железистостью 45 и 51. Заметим, что рассматриваемые метасоматиты являются сорудными на золото-полиметаллических месторождениях, сопряженных с березит-лиственитовой формацией. Повышенная золотоносность их на скарновых объектах известна из работ Д.С. Коржинского, Л.Н. Овчинникова и Я.П.Баклаева.

Пропилиты широко развиты на Воронцовском месторождении. Безактинолитовые пропилиты контролируются зонами разломов. Актинолитсодержащие пропилиты имеют площадное распространение. В пропилитизированных породах установлены следующие минеральные парагенезисы: актинолит + эпидот + альбит; актинолит + эпидот + кальцит; актинолит + альбит; альбит + хлорит + эпидот; эпидот + кальцит + хлорит; хлорит + кальцит + актинолит. В них отмечен адуляр - типоморфный минерал эпитермальных месторождений. Пропилиты нередко входят в контур промышленных золотых руд. Содержание золота в них достигает 4 г/т. Однако, какая часть золота генетически связана с пропилитами, а какая - наложена на них, не установлено.

Метасоматиты березит-лиственитовой формации отчетливо контролируются трещинами. Березитизации-лиственитизации подвергнуты габбро, вулканы от среднего до основного состава, дайки базальтов, туффиты. Установлены признаки наложения пород этой формации на скарны (Сазонов и др., 1991). Дайки чаще всего метасоматизируются со стороны висячего бока. Мощность зон березитизированных-лиственитизированных пород обычно не превышает первых метров, а протяженность достигает 40-60 м. Метасоматическая колонка для всех перечисленных пород однотипна и имеет следующий вид: пропилитизированная порода средне-основного состава (актинолит + эпидот + хлорит + альбит + кальцит или то же, но без актинолита) → хлорит + альбит + доломит → анкерит + серицит + кварц → альбит + анкерит + серицит + кварц → анкерит (иногда анкерит + мезитит-пистомезит) + серицит + кварц. Кварц в метасоматитах - избыточный минерал. В исходных породах отмечается рутил в той или иной мере лейкоксенизированный, в метасоматитах он полностью замещен лейкоксеном. В лиственитах по основным породам наряду с доломит-анкеритом отмечен в небольшом количестве кальцит. Слюда в березитах-лиственитах представлена серицитом модификации $2M_1$, ее состав (мас. %): SiO_2 50,58, TiO_2 0,67, Al_2O_3 31,81, Fe_2O_3 , FeO и

MnO - не обнаружены, MgO 1.38, CaO 1.44, Na₂O 0.28, K₂O 8.75, H₂O 4.40 - промежуточный между мусковитом и фенгитом.

Процесс березитизации-лиственитизации происходил при значительном выносе кремния, натрия, магния, привносе калия и серы (табл.18). Из приведенных данных следует, что метасоматиты березит-лиственитовой формации Воронцовского месторождения по условиям локализации, минеральному и химическому составу, строению метасоматической зональности сходны с породами этой формации на других золоторудных месторождениях. Содержание золота в березитах-лиственитах обычно не превышает 5-10 мг/т. Однако в ряде случаев, когда в метасоматитах были развиты рудные минералы продуктивной стадии, отмечены повышенные (до 0.5-0.6 г/т) содержания металла.

Таблица 18

Химический состав (мас.%) пород и метасоматитов Воронцовского месторождения

Компоненты	Исходные породы			Метасоматиты			
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	52,28	49,69	52,24	44,00	41,60	44,40	41,88
TiO ₂	0,52	0,83	0,98	0,59	0,90	0,57	1,24
Al ₂ O ₃	17,62	17,88	18,67	17,63	12,92	17,33	10,77
Fe ₂ O ₃	4,67	3,30	2,31	0,89	1,07	1,24	0,84
FeO	1,44	5,34	5,73	1,08	3,95	4,67	5,03
MnO	0,22	0,19	0,20	0,22	0,11	0,23	0,13
MgO	3,78	7,22	4,22	2,04	5,69	3,36	3,22
CaO	7,14	9,55	9,75	12,29	10,86	8,00	15,72
Na ₂ O	5,34	2,42	2,62	0,28	0,15	0,32	2,24
K ₂ O	0,96	0,98	0,96	4,39	3,20	2,26	1,27
P ₂ O ₅	0,21	0,10	0,15	0,19	0,45	0,11	0,27
S	2,74	Сл.	Не обн.	0,21	0,16	0,02	0,04
CO ₂	1,48	0,19	“	11,79	15,77	11,88	16,64
H ₂ O ⁺	2,03	0,24	“	3,08	2,35	4,74	1,04
H ₂ O ⁻	0,25	Не обн.	“	0,58	0,43	0,51	0,12
Ппп	Не обн.	“	1,87	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Сумма	100,68	99,93	99,70	99,26	99,61	99,64	100,45

Примечание. 1 - туффит; 2 - диабазовый порфирит; 3 - габбро-диорит; 4 - 7 - продукты березитизации-лиственитизации: туффитов (4), диабазового порфирита (5,6) и габбро-диабазы (7).

Кварц-серицитовые метасоматиты. Этими метасоматитами в основном сложены промышленные руды месторождения. Кварц-серицитовые метасоматиты моложе березитов-лиственитов. В группу кварц-серицитовых метасоматитов (формацию) включены породы следующего состава: кварц-серицитовые, кварц-серицит-альбитовые, кварц-серицит-хлоритовые. В ряде случаев в перечисленных породах был обнаружен адуляр. Они развиты в основном вдоль зон разломов, включая и Воронцовский надвиг. В известняковых брекчиях минеральные парагенезисы кварц-серицитовой формации развиты в цементе. Высказано предположение, что, в отличие от метасоматитов березит-лиственитовой формации, последние развивались при существенно меньшей активности CO₂ (Сазонов и др., 1991; Чекваидзе и др., 1995). На это указывает то, что вместо анкерита кристаллизовался кальцит или же карбонат вовсе не образовывался. Вероятно, образование этих пород происходило при относительно низких температурах. В этих условиях хлорит более устойчив по сравнению с альбитом.

Образование метасоматитов кварц-серицитовой формации по породам средне-основного состава происходило по следующей схеме: плагиоклаз альбитизировался (при этом иногда кристаллизуются лейсты серицита, хлорита и агрегаты кальцита):

реликтовая роговая обманка замещалась хлоритом зеленой окраски с синими или фиолетовыми цветами интерференции; магнетит (титанистый) и рутил лейкоксенизировались или замещались пиритом. Количество кварца обычно не изменяется. Эпидот замещается хлоритом и кальцитом. Серицит в метасоматитах формации представлен, как и в березитах-лиственитах, модификацией 2M₁, его состав промежуточный между фенгитом и мусковитом. Он отличается пониженным количеством калия и повышенным воды сравнительно с минералом из березитов-лиственитов. Цемент известняковых брекчий преобразуется следующим образом. В зернах эпидота возникает "рой" чешуек серицита или хлорита, иногда наблюдаются оба минерала, а также кварц, кальцит и пирит. В мелкозернистой массе цемента обычно существенно преобладает кварц, присутствуют хлорит и серицит. Кальцит в одних случаях практически отсутствует, однако в других его много, а кварца почти нет. Местами цемент представлен серицитом, хлоритом и рудными минералами.

Представления о химизме процесса, приведшего к развитию метасоматитов кварц-серицитовой формации, можно получить из данных табл. 19. Нетрудно заметить, что он аналогичен процессу березитизации-лиственитизации. Главное отличие - незначительный привнос CO₂.

Таблица 19

Химический состав (мас.%) метасоматитов кварц-серицитовой формации
Воронцовского месторождения

Компоненты	1	2	3
SiO ₂	58,80	48,92	59,94
TiO ₂	0,70	0,58	0,08
Al ₂ O ₃	17,50	17,23	27,48
Fe ₂ O ₃	3,90	5,05	0,83
FeO	3,23	4,86	0,63
MnO	0,19	0,06	0,20
MgO	1,63	4,12	0,49
CaO	4,73	5,11	0,15
K ₂ O	1,39	1,48	5,25
Na ₂ O	7,12	4,02	0,08
S	Не обн.	0,24	0,16
P ₂ O ₅	0,36	0,24	0,37
CO ₂	Не обн.	7,84	0,23
П.п.п.	1,52	Не опр.	Не обн.
H ₂ O ⁺	Не обн.	Не обн.	3,10
Сумма	101,07	99,70	98,99

Примечание. 1 - андезит; 2, 3 - метасоматиты: 2 - кварц-альбит-хлорит-серицит-карбонатного, 3 - кварц-серицитовой составов

*Джаспероиды**. Эти метасоматиты развивались в двух геологических ситуациях: на контакте пород средне-основного состава с известняками и непосредственно в известняках. В первом случае метасоматоз протекал со значительным выносом кремнезема, который использовался в процессе джаспероидизации известняков.

Джаспероиды на месторождении представлены незначительными по размерам телами (мощность последних обычно не превышает первых дециметров, а длина 10-15 м).

* В работе (Сазонов и др., 1991) джаспероиды выделены в особую формацию. Однако глубокое изучение взаимоотношения этих образований с метасоматитами других формаций показало их межформационную природу (Сазонов, 1998)

С джаспероидами сопряжена золотопродуктивная полиметаллическая минерализация. Минерализованные тела джаспероидов располагаются в контуре промышленных руд месторождения. Джаспероиды формировались из растворов с высокой (в отличие от кварц-серицитовых метасоматитов) активностью CO_2 . На это указывает развитие анкерита не только в биметасоматических колонках, но и в известняках. Джаспероидизация развивается синхронно с образованием кварц-серицитовых метасоматических пород. При наложении происходит анкеритизация кварц-серицитовых метасоматитов.

Аргиллизиты сопровождают низкотемпературное золотое оруденение. По сравнению с кварц-серицитовыми метасоматитами, в которых получил развитие серицит мусковитового типа, они более ранние. Свидетельством этого является то, что руды, сопровождающиеся аргиллизитами, подверглись метаморфизму в период формирования минерализации, которая ассоциируется с кварц-серицитовыми метасоматитами (Murzin et al., 1993). Характерными минералами аргиллизитов являются глинистые минералы: монтмориллонит и каолинит. К.П. Савельева и Д.А. Костромин (1991) установили, что внутренняя зона состоит из каолинита, монтмориллонита и кварца. По данным В.Н. Боброва (1991) и авторов, внутренние колонки аргиллизитов сложены хлоритом, кварцем и серицитом.

Таким образом, метасоматиты Воронцовского месторождения, описанные ранее как аргиллизиты (Савельева, Костромин, 1991; Бобров, 1991), относятся к двум метасоматическим формациям: аргиллизитовой и кварц-серицитовой, каждая из которых ассоциируется с присущим только ей типом оруденения. Поскольку серицит является более поздним минералом, замещая глинистые агрегаты во внутренней зоне метасоматической колонки, то обобщенная колонка аргиллизитов в действительности - это колонка с совмещенной метасоматической зональностью. Мы полагаем, что аргиллизиты могут образовываться в составе как аргиллизитовой, так и кварц-серицитовой формаций, т.е. являются конвергентными образованиями. Причем, аргиллизиты, генетически связанные с кварц-серицитовой формацией, незолотоносны.

Согласно данным некоторых исследователей (Бобров, 1991; Савельева, Костромин, 1991), главным образом аргиллизиты определяют промышленную ценность месторождения. Анализ материалов, приведенных в указанных работах, показал, что их авторы кварц-серицитовые метасоматиты считают аргиллизитами. По нашему мнению, эти представления ошибочны. Мусковитовый тип серицита, а также максимальная температура в $390\text{ }^\circ\text{C}$ однозначно свидетельствуют, что на месторождении развиты метасоматиты кварц-серицитовой формации. Нами установлены на месторождении аргиллизиты, развитые в зонах разломов. Эти аргиллизиты незолотоносны (Чекваидзе и др., 1995). Нижний температурный предел формирования кварц-серицитовых метасоматитов $220\text{ }^\circ\text{C}$ (Сазанов и др., 1991). Появление минеральных парагенезисов с глинистыми минералами в этих условиях представляется вполне вероятным.

Минеральные ассоциации руд (характеризуются по данным В.В.Мурзина). Формирование руд Воронцовского месторождения происходило в несколько стадий. Продукты разных стадий нередко пространственно разобщены, что привело к образованию различных минеральных типов руд. Рудные минералы разных стадий ассоциируются обычно с только им присущими метасоматическими породами. Минеральные агрегаты наиболее ранней арсенопирит-пиритовой стадии связаны с пропиловыми метасоматитами. Пирит-реальгаровые руды сопровождаются кварц-серицитовыми и в меньшей степени аргиллизитовыми метасоматитами. С сульфосольно-полиметаллической стадией связано образование джаспероидов доломит-анкеритовой фации, а с полиметаллической - джаспероидов кварцевой фации (Сазонов и др., 1991; Сазонов, Мурзин, Григорьев, 1998).

Пирит-реальгаровые руды развиты в центральной части рудного тела. Они представляют собой минерализованные известковые брекчии. Геохимический спектр руд - As, Hg, Tl, Sb, Ba, отношение золота к серебру в рудах больше 1. В них выделены две

минеральные ассоциации. Ранняя из них - *пирротин-арсенопиритовая*. Она распространена незначительно. В ее составе также халькопирит, сфалерит и самородное золото. Арсенопирит представлен мелкими игольчатыми кристалликами. Он обнаружен в сростаниях с пирротином. Для него типичны повышенные относительно стехиометрического состава содержания мышьяка (до 32,5 ат.%). Сфалерит - маложелезистый (0,8 до 2,0 мас. % Fe). Он кристаллизовался позже пирротина. Самородное золото представлено мелкими частицами размером от 1-5 до 20 мкм. Оно образует вкрапленность в нерудных минералах, слагающих цемент минерализованных брекчий, реже - в сульфидях. Пробность золота высокая - 987-998 ‰.

Аурипигмент-реальгаровая минеральная ассоциация также развита незначительно, локализуясь преимущественно в центральной части месторождения. Она более поздняя по отношению к пирит-арсенопиритовой минеральной ассоциации, о чем свидетельствуют секущие взаимоотношения между минеральными агрегатами. Аурипигмент-реальгаровая ассоциация подразделена на две парагенетические ассоциации: аурипигмент-реальгаровую и реальгар-антимонитовую. Отложение этих двух ассоциаций разделено периодом деформаций. Минеральные агрегаты реальгар-антимонитового парагенезиса слагают прожилки, секущие аурипигмент-реальгаровые агрегаты.

В состав более раннего парагенезиса входят также сфалерит, характерной чертой которого является повышенное содержание Hg (до 23,1 мас.%) и Mn (до 4,3 мас. %), акташит ($Cu_6Hg_3As_4S_{12}$), киноварь, алабандин, клерит ($MnSb_2S_3$), минералы таллия: рутьерит ($TlHgAsS_3$) и пьерротит [$Tl_2(Sb,As)_{10}S_{17}$]. Самородное золото - высокопробное (987-995‰), содержит примесь Hg (0,3-0,9 мас. %). Минералы образуют тонко-рассеянную вкрапленность среди кварц-слюдисто-карбонатных минеральных агрегатов.

Более поздний парагенезис состоит также из цинкениита, маложелезистого сфалерита (до 1 мас.% Fe), серебросодержащих Zn-теннантита и Zn-теннантита-тетраэдрита, халькостибита и самородного золота. Самородное золото наблюдалось в виде мелких частиц размером 50-70 мкм. Пробность его высокая - 910—960 ‰. Минералы также образуют рассеянную вкрапленность в кварц-слюдисто-карбонатных минеральных агрегатах.

Мышьяк-колорадоитовая минеральная ассоциация встречается очень редко. Она ассоциируется с джаспероидами доломитовой фации и является более поздней по сравнению с реальгар-аурипигментовой минеральной ассоциацией. Минеральные агрегаты, состоящие из самородного мышьяка, колорадоита, гессита, развиваются вдоль трещин, секущих карбонатно-реальгаровые агрегаты.

Минералы сульфосольно-полиметаллической стадии представлены вкрапленностью сульфидов в брекчиях и туфоалевролитах. Иногда они отмечаются в виде прожилков мощностью до 1 см в известняках. Количество сульфидов, рассеянных среди карбоната, составляет 2-3 об.%. Выделены две ассоциации минералов: арсенопирит-пиритовая (ранняя) и сульфосольно-полиметаллическая (поздняя). Минералы ранней ассоциации интенсивно замещаются минералами поздней ассоциации. Пирит и арсенопирит наблюдались в виде метакристаллов, рассеянных в карбонате. Они раздроблены, трещинки в них заполняются сульфосолями свинца и меди. В позднюю минеральную ассоциацию входят: халькопирит, иногда содержащий звездочки сфалерита, сфалерит, галенит, блеклые руды, состав которых изменяется от тетраэдрита до теннантита, буланжерит, джемсонит, бурнонит, алабандин. Сфалерит содержит незначительные количества железа (3,5-8,5 мас. %) и высокие марганца (до 5 мас. %). Блеклые руды серебросодержащие: от 4,6 до 22,5 мас.% Ag. Самородное золото в этой ассоциации мелкое (обычно меньше 0,05 мм). Золотины, ассоциирующие с сульфидами цинка, меди, свинца, обладают пробностью 940-950 ‰, а те, что сростаются с медно-свинцово-сурьмяными сульфосолями, - относительно низкопробные (735-890 ‰).

Продукты полиметаллической стадии представлены крупными (до нескольких сантиметров) выделениями сульфидов в джаспероидизированных породах. Выделены

сфалерит-арсенопирит-пиритовая (ранняя) и полиметаллическая (поздняя) минеральные ассоциации. Минералы первой включают сфалерит, арсенопирит, иногда пирротин. Ранние минералы обычно раздроблены, трещинки выполнены сульфидами поздней ассоциации. В составе последней обнаружены: халькопирит, сфалерит, плагионит, геокронит, галенит, тетраэдрит, тетраэдрит-теннантит. Содержание серебра в тетраэдрите достигает 22,4 мас.%. Самородное золото наблюдалось в виде мелких кристаллов размером 0,005-0,05 мм в галените. Пробность золота из этой ассоциации наиболее низкая - 680-690 ‰.

Таким образом, золотоносные руды Воронцовского месторождения характеризуются следующими чертами: 1) тонкорассеянный тип сульфидной минерализации; 2) необычайное распространение сульфидов мышьяка, ртути, таллия и марганца; 3) рассеянный тип тонкозернистого высокопробного самородного золота в ассоциации с сульфидами и джаспероидами; 4) золото в рудах месторождения имеет наиболее сильную коррелятивную связь (коэффициент корреляции больше 0,5) с Ag, As, Hg, Co, Ni, Pb, Ba. Геохимический спектр руд - As, Hg, Tl, Sb, Ba, S, отношение золота к серебру в рудах больше 1. Перечисленные особенности являются типичными для золоторудных месторождений карлинского типа (Radtke, 1985; Bloomstein *et al.*, 1990). Пирит-реальгаровый тип минерализации наиболее продуктивен. Главные носители золота в ней - сульфиды. Самородное золото тонкодисперсное (1-5 мм): частицы крупнее 20 мкм хотя и встречаются, но роль их незначительна.

На северном и южном флангах зоны на пирит-реальгаровые руды наложено оруденение, сопряженное с джаспероидами. Оно характеризуется иным (Ag, Pb, Zn, Си, Sb) геохимическим спектром с золото-серебряным отношением больше 1.

Стабильные изотопы (S, O, C) в минералах (по материалам В.Н.Сазонова, В.В.Мурзина, Н.А.Григорьева, 1998). Соотношение стабильных изотопов серы исследовано в магматических породах Ауэрбаховского массива, сульфидах из скарнов, пропилитов и джаспероидов (табл. 20). Изотопный состав серы магматических пород Ауэрбаховского массива и сульфидов из скарных руд располагается в узком интервале значений $\delta^{34}\text{S}$: соответственно от -0.3 до +2.7‰ и от -1.2 до +0.2‰.

Пирит из цемента известковых (пирит-реальгаровая минеральная ассоциация) брекчий характеризуется более широкими вариациями изотопного состава серы - величины $\delta^{34}\text{S}$ попадают в интервал от -0.4 до -7.8 ‰. Изотопный состав серы сульфидов из джаспероидных руд (пирит, сфалерит, халькопирит), как правило, изменяется от +1.6 до +4.5 ‰. Только для одного образца халькопирита измеренная $\delta^{34}\text{S}$ оказалась равной -6.6 ‰.

Данные по изотопному составу кислорода и углерода карбонатов из вмещающих пород и различных типов руд Воронцовского месторождения приведены в табл. 21 и на рис. 28. Величины $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ мелкозернистых известняков равны соответственно +21 ... +21.5 ‰ и +1.4 ... +1.9 ‰. Эти значения соответствуют метаморфизованным осадкам морского происхождения (Фор, 1989). Изменение изотопных характеристик карбонатов происходит при их перекристаллизации и брекчировании: значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ соответственно располагаются в интервале от +16.8 до +23.8 и от +0.5 до +2.5 ‰. Карбонаты из кварц-серицитовых метасоматитов, с которыми ассоциируют золото-мышьяковые руды, характеризуются изотопным составом кислорода и углерода, изменяющимся от +16.6 до +22.7 ‰ и от -2.6 до +2.1 ‰. Судя по незначительной разнице в значениях $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ карбонатов из обломков и цемента брекчий, достигалось равновесие между флюидом и породой. В карбонатах из джаспероидов, с которыми ассоциируют полиметаллическая и сульфосольно-полиметаллическая минеральные ассоциации, величины $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ незначительно сдвигаются в сторону более легких значений: от +14.9 до +20.7 ‰ и от -4.5 до +1.2 ‰.

Изотопный состав серы пород и сульфидов Ауэрбаховского массива и
Воронцовского месторождения

Порода	Минерал	$\delta^{34}\text{S}, \text{‰}(\text{CDT})$
Габбро		+2,7
Базальтовый порфирит		-0,3
Андезит-базальтовый порфирит		-0,4
Андезитовый порфирит		0,9
Диорит		-2,4
Кварцевый диорит		-2,9
Эпидозит	Халькопирит	-0,4
Скарны		
Сульфидизированный скарн	Пирит	+0,2
	“	-1,1
	“	-1,2
	Пирротин	-1,2
	Халькопирит	-1,1
Волластонитовый скарн	Сфалерит	-0,2
Пропилитизированный вулканит	Пирит	-2,3
Пирит-реальгаровая минерализация		
Оруденелая известковая брекчия	Пирит	-0,4
	“	-4,2
	“	-7,2
	“	-7,8
Сульфосолюно-полиметаллическая ассоциация		
Джаспероид	Пирит	+4,5
	“	+2,8
	Халькопирит	+2,5
	“	-6,6
	Сфалерит	+1,6
	“	+2,6
Кварцевая жила	“	+5,1

Примечание. Анализы выполнены Л.Н.Гриненко (ГЕОХИ РАН)

Расчеты изотопного состава $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ флюида, произведенные для условий образования руд Воронцовского месторождения (слабокислая - нейтральная среда, $T = 200-350 \text{ }^\circ\text{C}$) по уравнениям фракционирования между флюидом и отлагавшимся из него в условиях равновесия карбонатом (Ohmoto, 1972; Friedman, O'Neil, 1977), показали, что при формировании кварц-серицитовых метасоматитов и золото-мышьяковых руд в минералообразующей системе доминировали метаморфогенные флюиды ($\delta^{13}\text{C}_{\text{флюида}} = 0-+3 \text{ ‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{флюида}} = +7 \dots +15 \text{ ‰}$). Источником углерода и кислорода служили морские карбонаты и поровые реликтовые воды, заключенные в них. Изотопный состав флюида, сформировавшего джаспероиды с полиметаллической минерализацией, характеризуется несколько облегченным углеродом ($\delta^{13}\text{C}_{\text{флюида}} = -4 \dots +1,5 \text{ ‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{флюида}} = +6 \dots +14 \text{ ‰}$). В еще большей степени облегчен изотопный состав гидротермальных растворов стадии гистерогенного разложения скарнов (кварц-кальцит-хлоритовые метасоматиты) - $\delta^{13}\text{C}_{\text{флюида}} = 0 \dots -6 \text{ ‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{флюида}} = +0,5 \dots +9 \text{ ‰}$ и кварц-жильного рудообразования в связи с березитами - $\delta^{13}\text{C}_{\text{флюида}} = -3 \dots -7 \text{ ‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{флюида}} = 0 \dots +7 \text{ ‰}$.

Таблица 21

Изотопный состав карбонатов Воронцовского месторождения.

По В.В.Мурзину (Сазонов и др, 1998)

№ п/п	Номер образца	$\delta^{18}\text{O}, \text{‰} (\text{SMOW})$	$\delta^{13}\text{C}, \text{‰} (\text{PDB})$
Известняки			
1	670/390,0	+21,2	+1,9
2	666/343,7	+21,0	+1,6
3	751/176,5	+21,5	+1,4
Перекристаллизованные известняки			
4	395/131,0	+18,8	+1,3
5	606/111,3	+17,9	+1,7
6	903/80,0	+23,4	+1,6
Безрудный брекчированный известняк (обломки брекчии)			
7	280/77,3-1	+19,8	+2,3
8	281/83,7-1	+22,5	+0,6
9	281/85,5-1	+23,5	+1,5
10	670/224,2	+23,1	+1,4
11	670/269,7-1	+16,9	+1,8
Безрудный брекчированный известняк (цемент)			
12	280/77,3-2	+18,8	+1,8
13	281/83,7-2	+22,8	+1,6
14	281/85,5-2	+23,6	+1,7
15	670/269,7-2	+16,8	+1,7
Брекчированные сульфидизированные известняки, подвергнутые кварц-серицитовому метасоматозу (обломки брекчии)			
16	666/257,7-1	+18,8	-1,2
17	751/108,0-1	+16,8	+0,5
18	748/63,5-1	+19,3	+1,9
19	748/74,0-1	+18,1	-0,3
20	276/151,2-1	+18,1	+2,1
21	276/154,0-1	+18,3	+1,9
Брекчированные сульфидизированные известняки, подвергнутые кварц-серицитовому метасоматозу (цемент)			
23	666/257,7-2	+17,3	-2,6
24	751/108,0-2	+18,3	-0,1
25	748/63,5-2	+17,4	-1,8
26	748/74,0-2	+17,3	-0,2
27	276/151,2-2	+18,6	+1,8
28	276/154,0-2	+18,3	+1,8
Джаспероиды доломит-анкеритовой фации			
29	737-2		+17,1
30	737-3	+20,7	+1,2
Джаспероиды кварц-доломитовой фации			
31	332/284,5	+16,2	-0,7
32	332/286,0	+14,9	-4,3
33	287/53,5	+16,8	-2,1
Кальцит стадии гистерогенного разложения скарнов			
34	В-1	+9,5	-5,6
Золотоносные кварцевые жилы			
35	В-2	+9,6	-6,3

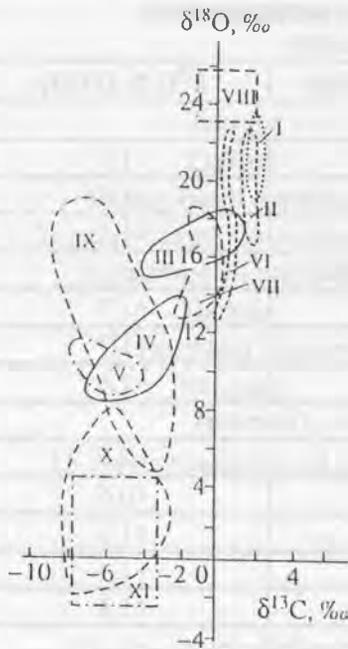


Рис.98. Соотношение изотопного состава O и C карбонатов золоторудных и медно-магнетит-скарновых месторождений района Воронцовского месторождения и некоторых рудных объектов других регионов.

По В.В.Мурзину (Сазонов и др., 1998)

I -V - Ауэрбаховское рудное поле: I - мраморизованные известняки, П - кварц-серицитовые метасоматиты, III - джаспероиды (I-III - Воронцовское месторождение), IV - скарны и сопряженные с ними образования (Северо-Песчанское магнетит-скарновое и Воронцовское золоторудное месторождения), V - кварцевые жилы и апогаббровые листовениты (Песчанское магнетит-скарновое и Воронцовское золоторудное месторождения); VI, VII - золоторудное месторождение Карлин (Невада, США): VI - карбонатные породы рудовмещающего комплекса, VII - рудоносные (аргиллизированные) породы; VIII - руды и вмещающие породы стратиформного полиметаллического месторождения (без привязки); IX, X - золото-серебряное месторождение Дальнего Востока: поздняя непродуктивная (IX) и ранняя продуктивная (X) минеральные ассоциации; XI - полиметаллическое скарновое месторождение (без привязки)

Вовлечение изотопно-легкого углерода и кислорода, по-видимому, связано с деятельностью постмагматических флюидов, изотопный состав которых мог измениться при взаимодействии с вмещающими породами или при смешении с флюидом метаморфогенного происхождения. Обогащенность глубинным магматическим углеродом нарастает при переходе от низкотемпературных образований (прожилково-вкрапленные золотые руды и околорудные метасоматиты месторождений) к высокотемпературным (скарны, волластонитовые метасоматиты).

Модель формирования месторождения. Изложенные данные показывают, что метасоматические образования на Воронцовском месторождении сформировались в течение длительного периода и в различных условиях. Обусловлено это тем, что локализация месторождения контролируется зоной сочленения крутопадающего субмеридионального разлома и надвига. Обе эти структуры долгоживущие (от 380 до 330 млн лет, Сазонов и др., 1991). Дискретная "жизнь" последних и понижение во времени интенсивности импульсно развивавшегося температурного поля в их пределах обусловили полихронность и полигенность Воронцовского месторождения. Наиболее ранние метасоматиты (волластонитовые, калишпатовые, известковые скарны) развивались в условиях ранней щелочной стадии. Кварц-кальцит-хлоритовые метасоматиты представляют собой продукты поздней щелочной стадии. Процесс формирования метасоматитов месторождения завершался стадией кислотного выщелачивания, в результате чего возникли пропилиты, березиты- листовениты, кварц-серицитовые породы, джаспероиды и аргиллизиты. Анализ минеральных парагенезисов метасоматических образований позволяет сделать вывод о физико-химических условиях их формирования. Метасоматиты ранней щелочной стадии образовались при $T = 750 - 600 \text{ } ^\circ\text{C}$, $P = 3,0-1,2 \text{ кбар}$, $pH=8-9$; кислотного выщелачивания - при $T= 500-100 \text{ } ^\circ\text{C}$ (минимальный температурный интервал - $250-100 \text{ } ^\circ\text{C}$ - относится к аргиллизитам), $P = 0,3-0,5 (0,2) \text{ кбар}$, $pH=6,5-4,5$; поздней щелочной - при $T = 310-220 \text{ } ^\circ\text{C}$, $P = 0,6-0,4 \text{ кбар}$, $pH=8-9$. Оценка P-T-параметров формирования руд проведена на базе анализа минеральных парагенезисов околорудных метасоматитов и фазовых соотношений в

системах Fe-S, Fe-As-S, CaCO₃-(Mg,Fe)(CO₃)₂. Ранние рудные минеральные ассоциации формировались при достаточно высокой температуре - 380-330 °С, поздние же - при пониженных - до 150-100 °С. Условия отложения руд в джаспероидах отличались нестабильностью: температура во времени понижалась приблизительно от 500 до 100 °С, давление же сначала незначительно падало, затем (в интервале T = 310-260 °С) резко нарастало (до уровня литостатического) и после снова снижалось (до уровня гидростатического, 0.2-1.5 кбар). Столь высокие давления подтверждают ранее высказывавшуюся точку зрения, что месторождения карлинского типа формировались не в эпитермальной обстановке, а на больших глубинах от поверхности (Berger, Bagby, 1991).

Пространственная ассоциация с Ауэрбаховским массивом, кажется, могла бы послужить в пользу и генетической связи его с этим массивом: последний продуцировал "золотоносные" гидротермы или служил источником тепла, внедрение которого способствовало вовлечению вадозных вод и поровых растворов вмещающих пород. Именно такая модель на изотопно-геохимической основе разработана для месторождения Карлин (Radtke, 1985). Однако генетическая связь золотомышьякового вкрапленного оруденения с указанным массивом мало вероятна, так как она не согласуется с геологическими наблюдениями. В одной и той же зоне разлома на одном и том же эрозионном срезе ассоциируют (иногда отчетливо накладываются) и высокотемпературные (скарны) и низкотемпературные (аргиллизиты) метасоматиты. К-Аг-возраст пород Ауэрбаховского массива и кварц-серицитовых околорудных метасоматитов Воронцовского месторождения различается на 80 млн лет, составляя соответственно 380 и 300 млн лет (Сазонов и др., 1991). Мы полагаем, что золотая прожилково-вкрапленная минерализация воронцовского типа, связанная с Ауэрбаховским массивом, должна бы располагаться в более удаленной (по сравнению со скарнами) экзоконтактовой зоне этого массива. Более того, на современной поверхности она должна бы уничтожиться эрозией.

Анализ изотопных данных позволяет высказать предположение об участии в формировании Воронцовского месторождения флюидов различного происхождения. Они могли возникнуть при метаморфизме, извлекая при этом и рудное вещество из пород. Мы не исключаем, что при формировании воронцовских руд вовлекались гидротермы, образовавшиеся из поровой морской воды пород. Некоторые рудные элементы, в первую очередь мышьяк и, очевидно, золото, могли извлекаться из вмещающих пород. Источником гидротерм, возможно, послужили гранитоиды тоналит-гранодиоритовой формации (К-Аг-возраст калиевого полевого шпата и биотита - 300 млн лет, Огородников, Сазонов, 1991), которые известны южнее и восточнее (см. рис. 94) месторождения.

Авторы полагают, что Воронцовское месторождение сформировалось в три этапа. В первый этап в период вулканической деятельности в результате повышения температуры из осадочных пород происходило выделение воды, которая при нагревании и взаимодействии с вмещающими породами превратилась в минералообразующий флюид. При просачивании через породы он извлекал петрогенные и рудогенные компоненты, возможно, и золото. Мелкое кластогенное золото установлено в нерастворимых остатках глинистых известняков девонского возраста. Сера также могла заимствоваться при взаимодействии с вмещающими породами, в частности, при гидратации глобулярного пирита, содержащегося в осадочных породах.

Второй этап формирования месторождения связан с внедрением интрузивных пород. Оно вызвало дополнительное высвобождение воды из мраморизирующихся известняков. Растворы, по-видимому, перемещались к краям вулканокупольной структуры по системе разломов в карбонатной толще. Крутопадающий разлом на западной границе структуры препятствовал дальнейшему проникновению растворов на запад. Проницаемые брекчии послужили коллекторами и зоной разгрузки

гидротермальных растворов, из которых сформировались пирит-реальгаровые руды, содержащие основную массу золота на месторождении.

В третий этап в минералообразующую систему вовлекались постмагматические флюиды, генетически связанные с гранитоидами тоналит-гранодиоритовой формации, которые известны южнее и восточнее месторождения.

Сегодня главная проблема, связанная с Воронцовским месторождением - его рациональная отработка (тщательный экономически обоснованный расчет кондиций). Проблема ближайшей перспективы - расширение минерально-сырьевой базы по золоту. Решение этой проблемы видится нам в оценке золотоносности скарнов (отвалы и зоны развития скарнов, постскарновых образований с нерудными минералами), минерализованных сульфидами (в коренном залегании).

ЗОЛОТОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КВАРЦ-ЖИЛЬНОГО ТИПА

Богомоловское месторождение (11)

Месторождение находится в юго-восточной части г. Красноуральска Свердловской области. Открыто в 1875 г. при разработке золотой россыпи. Добыча рудного золота производилась в 1876-1901 и 1937-1955 гг. Горные выработки достигли глубины 130-230 м, буровые - 300 м.

Богомоловское месторождение - серия золотоносных субмеридионального и северо-восточного простирания кварцевых жил, развитых в диабазовых порфиритах, в меньшей мере в риолитах и туфах кислого состава, а также слабо золотоносные штокверкообразные рудные тела в дайкообразном теле риолитов (рис. 99). Месторождение контролируется субмеридиональным разломом, по которому венлокские образования контактируют с лландоверийскими, и расположено в юго-восточном экзоконтакте Левихинского гранитоидного массива (D_{2,3}). Массив сложен плагиогранитами, плагиогранит-порфирами и кварцевыми диоритами. Известные промышленные золоторудные тела находятся в 2,5-3 км к северо-западу от него.

К западу от разлома распространены венлокские андезитовые и базальтовые порфириты и их туфы, с подчиненными диабазами, кварцевыми порфиритами, кварцевыми и бескварцевыми альбитофирами и их туфами, порфиритоидами, порфириоидами и зелеными сланцами. Среди метаморфизованных и рассланцованных пород этой вулканогенной толщи размещается Красноуральская группа золотосодержащих колчеданных месторождений.

От разлома к востоку развиты нижнелландоверийские андезито-базальтовые туфы и порфириты, вулканические брекчии и конгломераты с маломощными прослоями туффигов, туфопесчаников и кремнистых сланцев. Метаморфизованная осадочно-вулканогенная толща вмещает золоторудные тела Богомоловского месторождения.

Еще далее к востоку метаморфизованные осадочно-вулканогенные породы контактируют с протяженным массивом серпентинизированных ультрабазитов. Последние сопровождаются вдоль западного контакта и иногда внутри небольшими телами габбро-диоритов. Возраст ультрабазитов и габбро-диоритов средне-верхнедевонский. В рассланцованных и оталькованных серпентинитах есть кварцевые жилы (Логовское рудопроявление и др.).

Жильные породы на рудном поле немногочисленны. Это жилы диабазов, микродиоритов и риолитов. Одно мощное и протяженное тело риолитов согласно залегает между метаморфическими сланцами и диабазовыми порфиритами. Положение других тел риолитов неясно. Ближе к Левихинскому гранитоидному массиву горными выработками чаще пересекаются жильные плагиограниты и плагиогранит-порфиры.

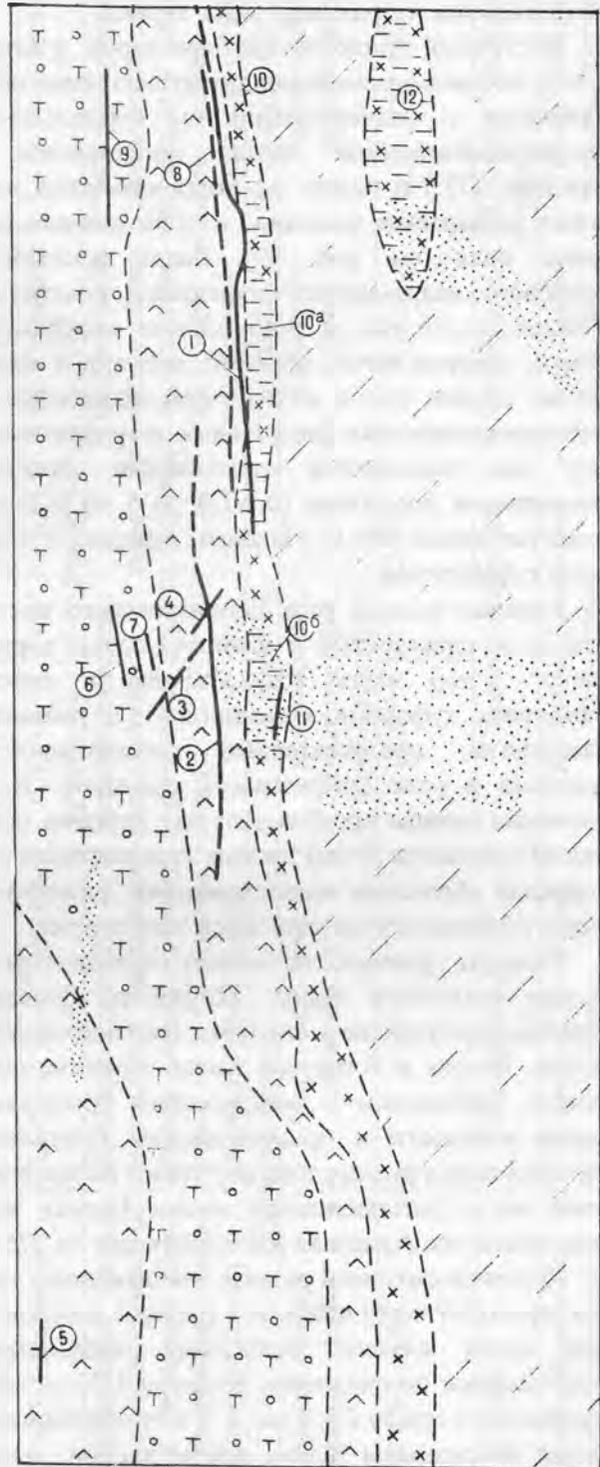
Ранний метаморфизм проявился регионально. Его продукты относятся к зеленосланцевой фации.

Околорудные метасоматиты месторождения специально не изучались. Из материалов, приведенных в (Александров, 1948; Александров и др., 1972), а также незначительных наших данных следует, что эти метасоматиты развиты здесь слабо и

Рис.99. Геологическая схема, иллюстрирующая контроль кварцевых жил и пород жильной серии Богомоловского месторождения субмеридиональной тектонически ослабленной зоной.

По (Александров и др., 1972):

1 - туфы риолитовые; 2 - диабазовые порфириты с подчиненными нормально-осадочными сланцами; 3 - метаморфические сланцы; 4 - риолиты жильные; 5 - золотоносные россыпи; 6- цифры в кружках - рудные тела: 1 - Первая жила; 2 - Вторая жила; 3 - Третья жила, 4 - Четвертая жила, 5 - Алмазная жила, 6 - Западная жила, 7 - Безымянные жилы, 8 - Параллельная жила, 9 - Новая Западная жила, 10, 10^а, 10^б - штокверкообразное оруденение в теле риолитов - "Желтая жила" Северного, Центрального и Николаевского участков, 11 - жила Николаевского разреза, 12 - убогое штокверкообразное оруденение в риолитах типа "Желтой жилы"; 7 - направление падения жил



относятся к кварц-серицитовой формации так же, как и на месторождении Пановская Ляга.

Химизм метасоматического перерождения боковых пород, вмещающих рудные тела, характеризуется, по данным А.И.Александрова и др. (1972), выносом кремнезема и железа, привносом кальция, магния, калия, серы, инертностью глинозема, выносом и перестроением натрия, марганца, титана.

Восточный приподнятый блок пород, в котором размещается золотое оруденение, слагают метаморфизованные преимущественно пирокластические и меньше эффузивные образования с подчиненными им нормально-осадочными отложениями. Слоистая осадочно-вулканогенная толща простирается в юг-юго-восточном направлении (в среднем 175°) и падает на запад-юго-запад под углом $60-70^\circ$. Основание толщи слагают измененные риолиты и туфы кислого состава, образующие восточную часть рудного поля (см. рис. 99). Выше залегают метаморфические сланцы серицит-хлоритового, кварц-альбит-хлоритового, гематит-хлоритового составов, образовавшиеся по пирокластическим и эффузивным породам. Затем следуют жильные массивные риолиты, которые почти согласно залегают с вмещающими породами и протягиваются через все рудное поле в виде полосы мощностью от 15-30 до 60 м. Пачка кремнистых туфогенно-кремнистых филлитовых и графитовых сланцев имеет мощность 15-20 м. К северу они замещаются известняками. Диабазовые порфириты с подчиненными маломощными прослоями (0,5-1,0 до 5 м) туфогенно-осадочных пород образуют слой мощностью около 200 м. Наконец, верхние горизонты слагают среднегубообломочные туфы и туфобрекчии.

Главные рудные тела Богомоловского месторождения (табл. 22) залегают почти согласно со слоистостью и сланцеватостью вмещающих толщ (рис. 100). Большая их (рудных тел) часть сосредоточена в прослоях нормально-осадочных сланцев кремнистого, туфогенно-кремнистого и глинисто-кремнистого составов. Сейчас это метаморфиты, представленные кремнистыми сланцами, переслаивающимися с филлитами и реже графитовыми сланцами. В нижнем, мощном прослое (15-20 м) кремнистые сланцы преобладают над другими осадочными сланцами. Средний прослой меньшей мощности (3-5 м) сложен кремнистыми сланцами. Верхний маломощный (1-1,5 м) прослой образован тонкослоистыми филлито-кремнистыми сланцами. Монолитные прослои кремнистых сланцев здесь отсутствуют.

Размеры рудных тел зависят от величины и степени деформации маркирующих прослоев осадочных пород. Например, Первая жила с максимальной длиной и мощностью приурочена к нижнему, наиболее выдержанному по простиранию и мощному прослою. Вторая и Алмазная жилы, меньшие по размерам, приурочены к среднему и верхнему, небольшим и маломощным прослоям. Более протяженные жилы имеют большие мощности и продуктивность. Соответственно смещению в плане прослоев осадочных пород рудные тела отступают по простиранию к западу. От крайней на севере Первой жилы расположенная южнее Вторая жила отступает к западу на 80 м, а относительно нее Алмазная жила отступает на 275 м (см. рис. 99).

Крупный сколовый разрыв, вмещающий главные рудные тела, - Первую и Вторую жилы, проходит через нижний и средний прослои нормально-осадочных пород. Всячим боком скола служат диабазовые порфириты. Мощность зоны дробления и рассланцевания по сколовому разрыву 2-20 м, прослеженная длина 1,5 км. Возможное продолжение к северу 2,5-3 км, а к югу положение зоны неясно. Лежащий бок сместителя образует интрузивная залежь альбитофиров длиной около 2 км. Она контактирует с лежащим боком Первой жилы или отходит от нее на несколько метров к востоку. Южный конец Первой жилы пересекает флексуобразный изгиб полосы риолитов, которые после изгиба вновь принимают прежнее, почти южное, простирание и проходят в 15-20 м восточнее Второй жилы, также со стороны ее лежащего бока. Жильные риолиты несут штокверковое оруденение, которое участками прослежено на длину около 1,2 км (Северный, Центральный и Южный-Николаевский).

Характеристика главных жил Богомоловского месторождения.
По (Александров, 1972)

Показатели	Первая	Вторая	Третья	Четвертая	Алмазная	Желтая (штокверк)
Азимут простираия, град.	<u>170-180</u> 175	<u>160-170</u> 165	<u>200-220</u> 210	<u>208-246°</u> 229°	<u>150-180</u> 170	Субмеридиональное
Азимут падения, град.	<u>260-270</u> 265	<u>250-260</u> 255	<u>290-310</u> 300	<u>298-336°</u> 319°	<u>240-270</u> 260	Западное
Угол падения, град.	65-75	65-70	45-55	На горизонте 44м-53 на горизонте 70м-86	50-65 до 70-80	65-70 до 80
Длина, м	700	265	50-100 ()	65-70	125	1200
Мощность, м	0,5-1,0 до 8-11 средняя 4,0	0,1-0,5 до 1,0-1,5, средняя 0,9	0,01-0,8 средняя 0,2	0,05-0,1 до 0,4- 0,6 средняя 0,25	0,1-1,9 средняя 0,5	2-3 до 16-18 средняя 6,0
Вмещающие породы	Метаморфизованные кремни- стые, туфогенно-кремнистые сланцы с реликтами радио- лярий, графитовые сланцы, спилиты, зеленые сланцы	Метаморфизованные, полосчатые, кремнистые сланцы, пирокластические туфы и туфобрекчии, спилиты, зеленые сланцы	Метаморфизованные, пирокластические туфы и туфобрекчии, спилиты, зеленые сланцы	Филлито-крем- нистые сланцы, пирокластичес- кие туфы и туфобрекчии	Туфогенно-кремнистые сланцы, зеленые сланцы (с запада) и метаморфи- ческие сланцы кварц- хлоритового состава	
Положение жил	Почти согласные		Секущее		Согласное	Почти согласное
Гидротермаль- ные изменения пород	Серицит-хлорит, карбонат-хлорит	Хлорит-карбонаты, хлорит-биотит	Альбит-хлорит, серицит-хлорит, карбонаты-хлорит		Карбонаты- хлорит	Альбит-серицит, хлорит-серицит
Мощность измененных пород, м	1,5-2 до 5	1,5-2	0,3-0,8	0,2-0,4	0,1-0,2	0,01 – 0,1
Строение жилы	Сложное	Линзообразное	Сложное четковидное		Четковидное	Сложное штокверкооб- разное
Типичные текстуры	Полосчатые, брекчиевые, сгустково-гнездовые, вкрапленные	Полосчатые, брекчиевые, сгустовые, вкрапленные	Полосчатые, брекчиевые, вкрапленные		Вкрапленные, редко брекчиевые	Прожилковые, вкра- пленные, брекчиевые, кокардовые

Показатели	Первая	Вторая	Третья	Четвертая	Алмазная	Желтая (штокверк)
Структуры руд	Зернистые, замещения, катакластические распады смеси, колломорфные (для пирита)					
Рудные минералы (основные)	Среднеблоковые содержания 0,13-0,44 до 1,02%, среднее 0,22 %	Среднее 5,5 %	Среднее около 2%		Среднее 0,5 %	Среднее меньше 1%
Нерудные минералы (основные)	Кварц I,II,III,IV, карбонаты, альбит, хлорит, серицит, шунгит	Кварц I,II,III, хлорит, эпидот, карбонаты, серицит, биотит	Кварц I,II, хлорит, эпидот, серицит, карбонаты, альбит, биотит		Кварц I, альбит, хлорит, серицит, карбонаты, апатит	Кварц, альбит, карбонаты, (железистые)
	Пирит, арсенопирит, халькопирит, пирротин, галенит, сфалерит, марказит, (магнетит, гематит, рутил) золото, серебро (редко)	Арсенопирит-I,II, пирит, пирротин, халькопирит, марказит, галенит, сфалерит, кубанит(?), золото	Арсенопирит, пирит, халькопирит, галенит, пирротин, золото		Пирит	Пирит, халькопирит (редкий), золото
Минералы, тесно ассоциирующие с золотом	Галенит, сфалерит, халькопирит	Галенит, сфалерит, халькопирит	Галенит, сфалерит			Пирит (?)
Содержание золота, г/т	<u>0.4-25.0</u> ср. 6,0	<u>0.4-60.0</u> ср.8,5	<u>следы-8.0</u> ср.5,0	<u>0.4-20.0</u> ср.9,5	Сл.-10,0 ср.1,0	<u>Сл.-10.0</u> ср.3.2
Исключительные пробы, г/т	80-160 до 295-380 и даже 610	112-160 и 226	147(единственная)	39,6-77,9 (редкие)		18,0 и 26,0
Вскрыта до горизонта, м: горными работами, буровыми скважинами	<u>280</u> 300	<u>126</u> 150	<u>80</u> (распространение на глубину неясно)		<u>17</u> 75	<u>230</u> 300

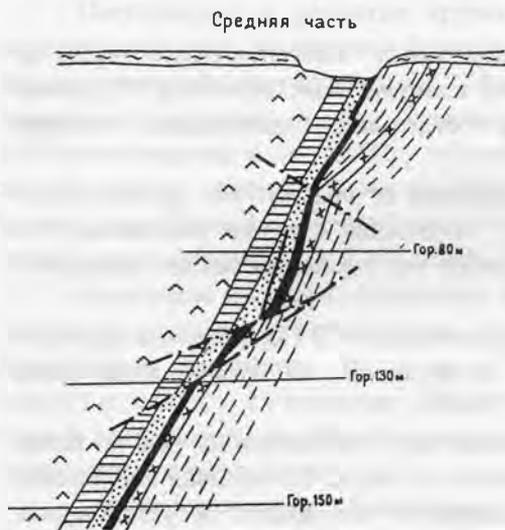
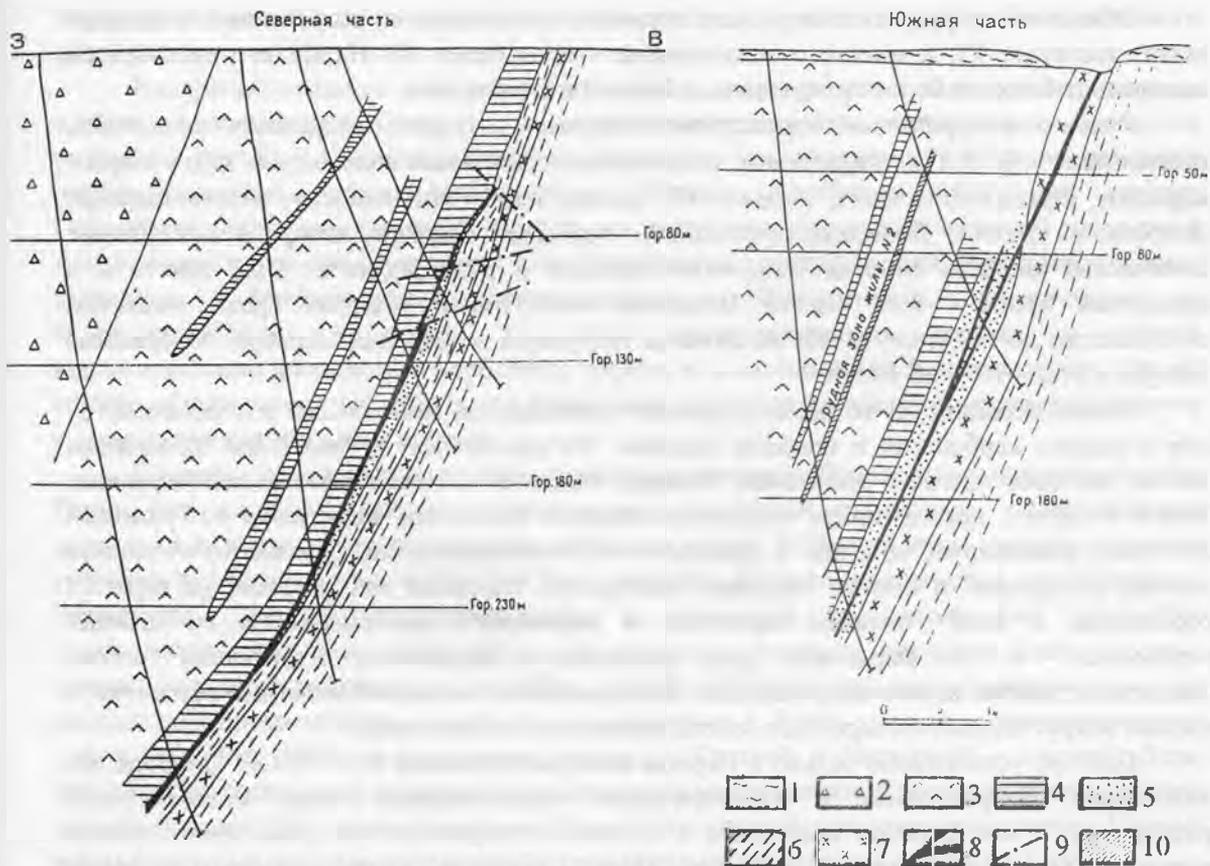


Рис. 100. Схематические геологические разрезы через Богомоловское месторождение.

По (Александров и др., 1972):

- 1 - делювиальные отложения;
- 2 - агломератовые и лапиллиевые туфы риолитов;
- 3 - диабазовые порфириты - спилиты, метаморфизованные;
- 4 - метаморфические сланцы по туфогенно-осадочным породам;
- 5 - метаморфические сланцы по осадочным породам;
- 6 - зеленые сланцы;
- 7 - риолиты массивные и сланцеватые с прожилками альбит-кварцевого состава и пиритной вкрапленностью;
- 8 - кварц;
- 9 - разрывные нарушения;
- 10 - рудная зона Второй жилы

Крупный разрыв сколовой природы и жильное тело риолитов служат главными структурными элементами, контролирующими золотое оруденение Богомоловского рудного поля (см. рис.99, 100). Здесь известны, как уже отмечалось, 11 кварцевых жил, залегающих преимущественно в прослоях кремнистых пород, и штокерки, развитые в риолитах.

Общее число рудных и нерудных эндогенных минералов, встреченных в рудных телах, достигает 23, а вместе с экзогенными - превышает 50. Наиболее разнообразен минеральный состав более продуктивных Первой и Второй жил.

Рудные минералы месторождения: главные - пирит нескольких генераций, арсенопирит - I, II (?), пирротин и в значительно меньшем количестве халькопирит, марказит, сфалерит, галенит, кубанит (?), рутил, магнетит, гематит, золото, серебро (встречается редко). Возможен сурьмяный минерал, наличие которого показывают химические анализы (иногда содержание сурьмы в руде достигает 0,22 мас.% и в единичной пробе - 3,69 мас.%) Возможен висмутовый минерал среди галенита, содержащего до 1% висмута. Не исключены теллуриды золота или серебра; содержание теллура в руде от 1-6 до 40 г/т.

Золото ассоциирует со всеми рудными эндогенными минералами и обособлено от них в кварце, карбонатах и боковых породах. Со сфалеритом и галенитом ассоциации золота наиболее тесные и зависимые. Взаимоотношения с халькопиритом неотчетливые. Золото в пирите, арсенопирите, пирротине образует прожилки, включения по границам их зерен, цементирует обломки и кристаллы. В большинстве случаев золото отчетливо моложе сульфидов и многих нерудных минералов. Основная масса золота на верхних горизонтах, в зоне полного окисления и вторичного обогащения, и на нижних горизонтах - в зоне первичных руд, относится к первичному-эндогенному золоту. Экзогенное золото, если к нему относить высокопробные межкристаллитные прожилки и каемки вокруг зернистых агрегатов золота, имеет ничтожную массу.

Серебро установлено только в Первой жиле на горизонте 80 и 130 м. Природа его эндогенная. Неправильные и изометрические зерна серебра имели максимальные размеры до 1 мм. Серебро сросталось с золотом и нарастало на грани кристалликов пирита. Кроме значительной примеси золота, никакие другие элементы полным спектральным анализом в серебре не обнаружены.

Формы золотинок в руде - от редких правильных изометрических зерен до преобладающих неправильных зернистых и тонких пластинчатых агрегатов. Строение агрегатов мелкозернистое и неравномернозернистое с отдельными двойниками. Размеры золотинок от 0,005 до 5 мм, редко крупнее.

Пробность золота изменяется на разных горизонтах от 962 до 744, средняя из 15 анализов равна 850. Золото с пониженной пробой отмечается и в зоне окисления, и в зоне первичных руд. В руде отношение золота к серебру по отдельным жилам находится в пределах 1,4-0,5.

Распределение золота во всех жилах резко неравномерное. В Первой жиле наиболее высокая золотоносность приурочена к северной ее половине, во Второй жиле более насыщен золотом южный фланг.

Запасы золота по более мощным жилам нередко более значительны, чем по менее мощным, хотя и отличаются пониженным содержанием металла. Отчетливая корреляция между валовым количеством сульфидов и содержанием в них золота не установлена. Однако при повышении содержания в руде галенита, сфалерита, халькопирита, арсенопирита (совместно с другими) в Первой жиле, всегда подчиненных пириту, увеличивается содержание золота. Такие же зависимости между золотом и галенитом, а также сфалеритом типичны для Второй жилы.

Повсеместно, где вулканогенные толщи включают осадочные кремнистые породы, последние раздроблены. Причем, чем больше по мощности и длине кремнистый прослой, тем крупнее разрывные зоны. Первоначальные трещины отрыва в кремнистых сланцах имели поперечную и диагональную ориентировки, к ним позднее, по мере развития трещиноватости, прибавились продольные трещины отрыва. Зоны сильной трещиноватости переросли в крупные отрывные, а затем и сколовые трещины, связанные с подвижками и перемещениями соседних блоков пород. При движении блоков, имевшем чаще сдвигово-сбросовой характер, в сферу деформаций вовлекались диабазовые

порфиры висячего бока и особенно туфы кислого состава лежащего бока сколового разрыва.

Внедрение мощного тела риолитов и после этого развитие разноориентированных альбит-кварцевых прожилков частично и временно консолидировали зону сколового разрыва. Ранняя минерализация охватила значительные площади различных деформированных разнообразных пород. Однако особенно ярко эта хорошо сохранившаяся ранняя минерализация видна в жильных риолитах массивной текстуры и в виде реликтов в зоне главного скола. В риолитах минерализация выражается в виде штокверка, образованного преимущественно субширотными поперечными и пологопадающими к северу жилками альбит-кварцевого состава с убогой вкрапленностью железистого карбоната, пирита и халькопирита. Золотоносность ранней минеральной ассоциации невысокая. Прожилки из риолитов частично распространяются в контактирующие с ними породы.

Позднее снова проявились подвижки и перемещения блоков вдоль главного скола. Возникшие полости частично «запечатаны» жильными риолитами. Перемещения происходили в плоскости первичной слоистости пород. В Первой жиле главная сколовая трещина развивалась по лежащему боку прослоя филлито-кремнистых и туфогенно-кремнистых сланцев, контактирующих с жильными риолитами (см. рис. 99). Второстепенный субпараллельный скол проходил ближе к висячему боку прослоя, однако большого развития не получил. Во Второй жиле главная сколовая трещина развивалась по кремнистым сланцам и захватывала в боках участки пирокластических туфов (см. рис. 100). В оперяющих жилах - Третьей и Четвертой - висячий блок опускался и, кроме того, перемещался в северном направлении. Сбросовая составляющая достигает более 2-3 десятков метров. На крутопадающей плоскости сместителя Первой жилы борозды и штрихи скольжения отклоняются от вертикали к северу на 5-10°.

Омоложение и развитие крупной разрывной структуры, вместившей главные золоторудные тела, по времени более позднее не только относительно жильных риолитов, но и интрузий плагиогранитов (Левихинский массив). Деформированные породы явились проводниками для гидротермальных растворов. Последние, по данным А.Н.Александрова и др. (1972), обусловили развитие в них (породах) карбонатизации, хлоритизации, серицитизации и развитие кварца I, составляющего основную массу рудных тел Первой и Второй жил. В жилах находятся включения обломков боковых пород, достигающие 0,5-1,0 м и редко 1,5 м.

Выделение пирита I, пирротина и несколько позднее арсенопирита - I заканчивает первую подстадию минерализации. Последующие выделения ассоциаций: кварц - II + арсенопирит - II + пирит - II, кварц - III + пирит - III + халькопирит + сфалерит + галенит + золото и кварц - IV + кальцит характеризуют новые последовательные внутрирудные стадии минерализации. Все они сопровождаются слабыми и постепенно затухающими подвижками в рудной зоне.

Арсенопирит резко преобладает во Второй жиле, сконцентрирован в центре и на южном фланге. Количество арсенопирита убывает к северному флангу. Незначительные количества арсенопирита находятся на северном фланге Первой жилы. Очевидно, что во время минерализации условия для отложения арсенопирита оказались не одинаковыми в границах одной жилы и тем более разных жил, хотя и находившихся в одной структурной зоне. Брекчиевое строение Второй жилы, где кварц I генерации цементируется арсенопиритом, и полосчатое строение Первой жилы, где арсенопирит выполняет трещинки по сланцеватости пород и по контакту тонких жилок со сланцами, отчетливо характеризуют различные тектонические условия во время отложения арсенопирита. Особенно возросла неравномерность раскрытия трещин в тектонически сильно ослабленную подстадию, когда выделялась наиболее продуктивная по золоту сфалерит-галенитовая ассоциация. В это время в южной половине Первой жилы галенит и сфалерит отложились в ничтожных количествах, а в северной ее части - в значительных. Мощная кварцевая жила южной половины оказалась слабо

деформированной, а маломощная с полосчатым строением жила северной половины-сильнее. Это отразилось на резком повышении золотоносности северного фланга жилы (Александров и др., 1972).

Предрудные деформации пород определяли размеры зон нарушений рудных тел существенно кварцевого состава. Внутрирудные, послекварцевые деформации (после кварца I), прошедшие по старым зонам, наложившиеся на ранние деформации, способствовали некоторому увеличению рудных тел по длине, глубине и ширине. Главное влияние внутрирудных разрывных нарушений, повторно накладывающихся на более ранние, сказалось на усложнении общего строения рудной зоны и рудных тел, особенно в боковых участках кварцевых жил и усложнении строения боковых пород на границе их с кварцем.

Немного о теле риолитов, во многом определившем структуру месторождения и характер строения рудных тел. В общей массе риолиты массивного сложения лишь местами со следами грубого расланцевания. В контактовых же участках они сильно расланцованы, нередко превращены в порфиroidы или даже сланцы. Нарушены или сильно переработаны в этих местах заключенные в риолитах альбит-кварцевые прожилки широтного и близкого к нему простирания. На участках, где риолиты с прожилками сближены с Первой жилой, золотоносность в штокверке повышается, а там, где они расходятся, она падает. Сланцы по осадочным породам и частично по риолитам в лежащем боку Первой жилы и висячем боку штокверка служили экраном для поздних рудных гидротерм.

Характер разнообразной внутрирудной тектоники лучше всего изучен на Первой жиле. Здесь отмечены следующие нарушения и перемещения.

Сдвига - сбросы продольные, редко сдвига - взбросы почти согласные с направлением падения и простирания жилы с вертикальной и горизонтальной амплитудами в несколько метров. Одно из крупных перемещений прослеживается по всей длине жилы. В плане и разрезе волнистая поверхность сместителя неоднократно пересекает жилу и переходит с висячего на лежащий бок. В результате перемещения частей жилы происходит искажение ее мощности: уменьшение (эпигенетический пережим) или увеличение (эпигенетический раздув). Главный сместитель сопровождается рядом близко расположенных субпараллельных сместителей, отходящих от главного и вновь соединяющихся с ним. С висячего бока в 10 - 15 м к западу также развивался самостоятельный маломощный сместитель, который локализовал невыдержанную параллельную жилу. Подвижки вдоль боков кварцевой жилы приводили к дополнительному расланцеванию, иногда смятию (плочатости) боковых пород на небольшой мощности (не более 10 - 15 см).

Сбросы продольные, реже взбросы, одинакового простирания с жилой и с обратным падением. Амплитуды перемещения 0,1 - 0,5 до 3 м, редко 10 - 12 м (горизонт 130 м). Углы падения сместителей 10 - 25 до 70, преимущественно восточные и редко западные. По простиранию прослеживаются до 150 - 200 м. По падению жилы сместители распределены часто - через 5 - 10 м. Кроме того, относительно крупные сопровождаются многочисленными субпараллельными микросместителями с амплитудами в несколько сантиметров. В целом рудное тело системой несогласных сместителей разбивается на мелкие блоки, сдвинутые относительно друг друга на восток. Сбросы поперечные направлены вкрест и чаще диагонально простиранию рудного тела. Падения сместителей и их углы сильно колеблются. Амплитуды перемещений до 1,5 - 2,0 м.

Послерудная стадия характеризуется небольшими подвижками большей частью по ранним сместителям, подновляя и омолаживая их. По этой причине многие внутрирудные перемещения маскируются, кажутся послерудными. И только характер распределения минеральных ассоциаций и золота подтверждает более раннее время их заложения, а позднейшие подновления сопровождаются незначительными амплитудами перемещений.

Авторы вполне согласны с положительной оценкой месторождения. Оно отработано и изучено слабо. Оруденение прослежено на глубину до 300 м, нижняя его граница не установлена.

Сложное строение рудной зоны крупного сколового нарушения, сульфидно-кварцевых тел Первой и Второй жил, образованных в несколько стадий минерализации, позволяет считать, что ниже продольных сместителей главная сколовая трещина и в ней оруденение продолжатся еще на несколько сотен метров вниз по падению.

Северный фланг Первой жилы представляет серьезный объект поисковых работ на протяжении 2,5-3,0 км, до Вербного разреза - выработанной богатой золотой россыпи. Учитывая прямые связи россыпей Николаевского разреза со Второй жилой, россыпей Ивановских ложков - с Первой жилой, россыпь Вербного разреза также, очевидно, связана с новым источником золота, который еще не обнаружен.

Штокверк в жильных альбитофирах с лежачего бока Первой и Второй жил, местами содержащий промышленное оруденение, не может считаться изученным даже на известной длине, тем более к северу и югу по простиранию, где положение альбитофиров и их золотоносность совсем не ясны. Не определена золотоносность других альбитофировых тел, имеющих в рудном поле.

ВИЛЮЙСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ (12)

Месторождение расположено на Среднем Урале в 6 км севернее пос. Новоасбест (Свердловская обл.). Открыто в 1945 г. и в 1946-1950 гг. эксплуатировалось. Лишь на трех жилах глубина отработки достигала 60 м. Шесть жил подсечено на глубине 120 м. Месторождение осталось недоразведанным (на глубину и по флангам).

Объект расположен в эндо- и экзоконтакте массива кварцевых диоритов (D_{2-3}), причем в той части, где последний образует флексурный залив в тело апогарцбургитовых серпентинитов (O_1). Последние сильно деформированы, разбиты на множество мелких блоков. Блоки определяются развитием разломов трех направлений - северо-восточного, субмеридионального и северо-западного. Ширина зон разломов 5 - 30 м, протяженность до 2-3 км. По зонам разломов проявлены оталькование, карбонатизация, лиственитизация, а также в них зафиксировано значительное количество даек различного состава (спессартиты, микродиориты, диориты, габбро-диабазы, плагиограниты, диоритовые порфириты, габбро, иногда сиенит-аплиты, сиенит-порфиры, гранит-аплиты. Гидротермальный метаморфизм проявлен и в дайках (березитизация-лиственитизация).

Кварц-жильные рудные тела месторождения сопряжены главным образом с трещинами скола северо-западного простирания (рис. 101). Причем, что касается протяженных жил, то они контролируются, как минимум, двумя системами трещин и в соответствии с ними меняют простирание и угол падения на различных интервалах. Угол падения жил крутой (чаще $65-85^\circ$) на северо-восток. Жилы, падающие на северо-запад, золотому оруденению не подвергались. Общее количество кварцевых жил на месторождении около 40. Их длина (прослеженная) 80-600, мощность 0,1-2,2 м (среднее 0,3 м).

Состав кварцевых жил: кварц I, II, III, карбонат (до 1-1,5 мас.%), пирит I, II, халькопирит, очень немного галенита, блеклой руды, сфалерита. Самородное золото фиксируется в ассоциации со всеми минералами жил, но чаще с сульфидами. В пирите I золота до 17-60, а в пирите II до 560 г/т. А.И.Александров (1972) подметил тесную связь золота с галенитом и блеклыми рудами, выделившимися позднее, чем пирит и халькопирит. Гнезда золота (до 1 кг) зафиксированы непосредственно в белом кварце. Формы выделения золота чрезвычайно разнообразны. Его пробность не менее 800

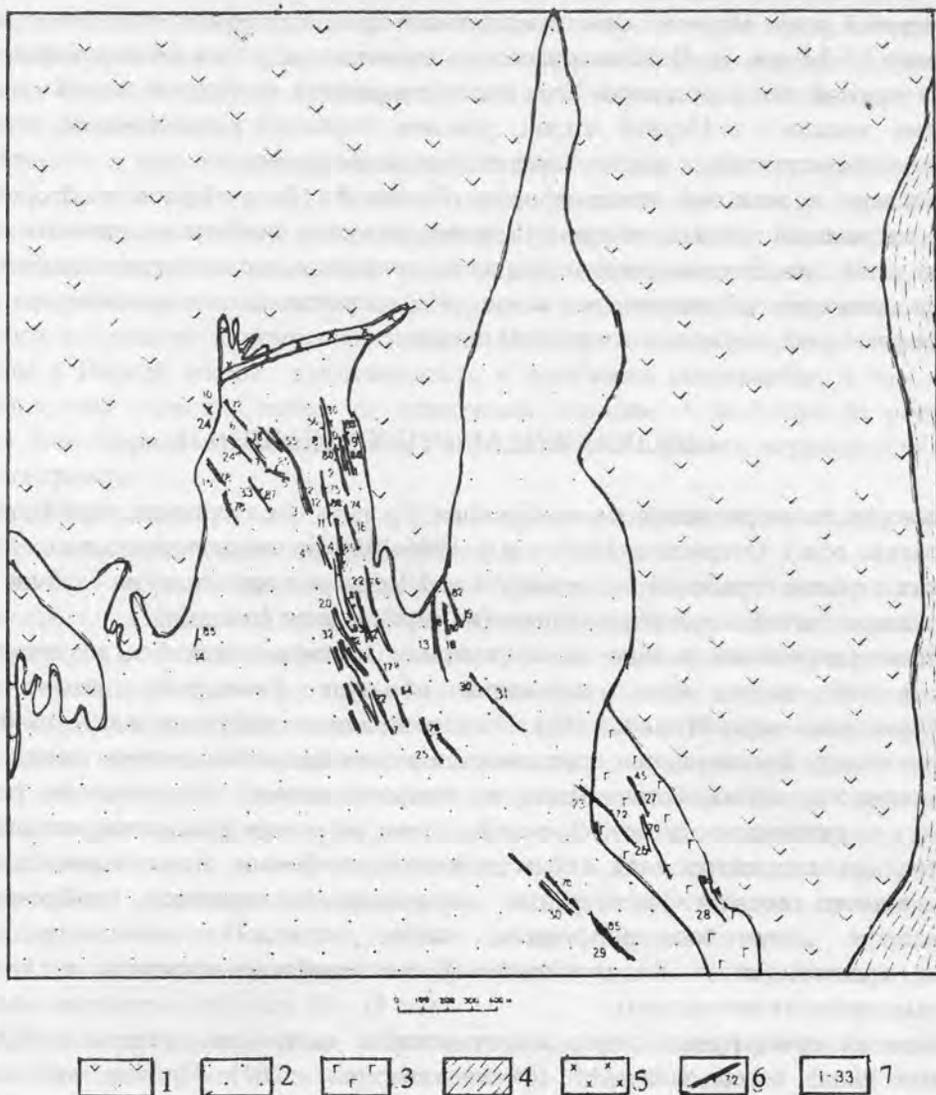


Рис. 101. Характер локализации золотопродуктивных кварцевых жил на Вилуйском месторождении. По (Иванова, 1972):

- 1 - серпентиниты апоперидотитовые; 2 - кварцевые диориты биотитсодержащие (D_{2-3}); 3 - габбро биотитсодержащее; 4 - метаморфизованные эффузивно-осадочные породы (D_{1-2}); 5 - дайки диоритовых порфиров и микродиоритов; 6 - сульфидно-кварцевые жилы (штрихи показывают направление падения и угол падения); 7 - номера жил

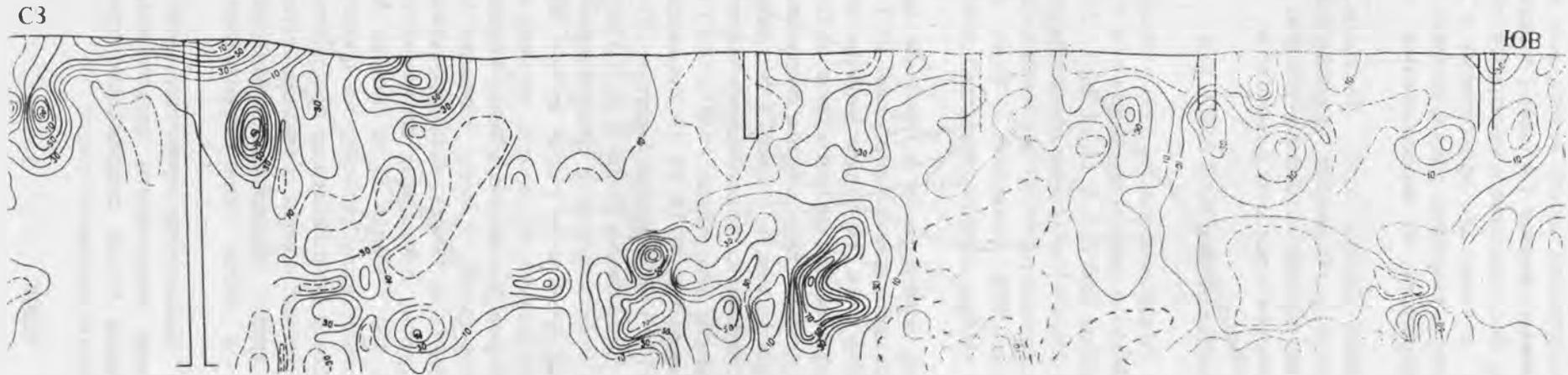


Рис. 102. «Столбовое» распределение содержаний золота в жиле 3 – 6 Вил'ойского месторождения.
Изосодержания золота проведены через 10 г/т.
По (Александров, 1972)

(Александров, 1972). Распределение содержания золота внутри жил неравномерное (рис.102). Небольшие участки, обогащенные золотом ("столбы") чередуются с более протяженными обедненными участками. Более высокие концентрации золота типичны для кварца из боковых участков жил, а также для прилегающих к ним участков вмещающих пород. Столбовое обогащение в кварцевых жилах, согласно (Александров, 1972), обусловлено поперечными разрывами и перемещениями, которым они подверглись.

Вилуйское месторождение в целом изучено слабо. Во-первых, на глубину отработано, как отмечено выше, недостаточно. Во-вторых, границы рудного поля не определены. И главное, практически не изучены параметры развития вкрапленного золотооруднения, признаки которого известны в ряде мест рудного поля.

МЕСТОРОЖДЕНИЕ ПАНОВСКАЯ ЛЯГА (16)

Месторождение открыто в 1937 г. Разрабатывалось до 1955 г. Пройдено 17 шахт. Наиболее глубокие горизонты отработки 105 м (жила Хионинская и № 4, шахта №1) и 170 м (жила 47, шахта 17). Глубина вскрытия жил (1-3, 6, 11, 12, 16, 17, 25-27, 30 и 34 м) до 62 м. Многие жилы отработаны до глубины 8-9 м (уровень грунтовых вод).

Согласно В.Н.Смирнову и В.В.Ведерникову (1987), Пановский массив, в котором локализовано месторождение Пановская Ляга, относится к D_1 - D_2 габбро-диорит-гранитной серии. В состав серии входят габбро, диориты, кварцевые диориты (рис. 103, табл. 23).

Промышленные кварцевые жилы локализованы в северной части массива, сложенной диоритами, образующими здесь клиновидное тело ССЗ простираения. Протяженность последнего 5 км, ширина 1 км. На западе диориты контактируют с габбро, а на востоке - с сильно метаморфизованной толщей эффузивов базальт-андезит-дацитовая формации (D_1). Пановский массив рассечен дайками диоритовых порфиритов и плагиогранит-порфиров. Химический состав даек см. в табл. 24. Все дайки дорудные. В диоритовых порфиритах отчетливо прослеживаются эпидотизация и биотитизация.

На месторождении выделено 2 группы жил: первая - СВ ($15-40^\circ$) простираения с крутым падением на СЗ, редко на ЮВ (жилы 4, 8, 10, 14, 17, 23, Хионинская и ЮЗ часть жилы №6); вторая - субширотного ($60-110^\circ$) простираения с крутым ($50-80^\circ$) северным (жилы 1, 3, 7, 12, 13, СВ часть №6 и др.), реже южным (жилы 9, 18, 22) падением.

Жилы первой группы приурочены к трещинам скола: прямолинейны, со штрихами скольжения в контактах, нередко в виде линз; жилы второй группы образовались по трещинам разрыва, для них характерны неровность зальбандов, меньшая выдержанность по простираению и падению. Трещины разрыва иногда сопрягаются с трещинами скола (в виде ответвлений). Жилы, приуроченные именно к таким трещинам (ответвлениям), являются наиболее продуктивными (жилы 1,6,8). Общая масса руды по конкретной жиле невелика. Наиболее крупная жила I группы Хионинская протягивается на 170 м. Количество руды по ней всего лишь 340 т (около 15 кг золота). Месторождение сформировано в 2 этапа. Ранние кварцевые жилы размещаются преимущественно в габбро, габбро-диоритах и сопровождаются метасоматитами пропилитовой формации (кварц-эпидотовые и кварц-биотит-эпидотовые породы с вкрапленностью пирротина). Кварц серый, крупнозернистый. В кварце установлена вкрапленность эпидота, карбоната, турмалина. Выявленный в жилах пирит-пирротин-халькопиритовый парагенезис продуктивен слабо.

Кварцевые жилы второго этапа локализуются преимущественно в кварцевых диоритах, реже в габбро. Околорудные метасоматиты представлены березитами-лиственитами. Кварцевые жилы сложены белым сахаровидным гранулированным кварцем, содержат вкрапления, реже гнезда сульфидов и серицит.

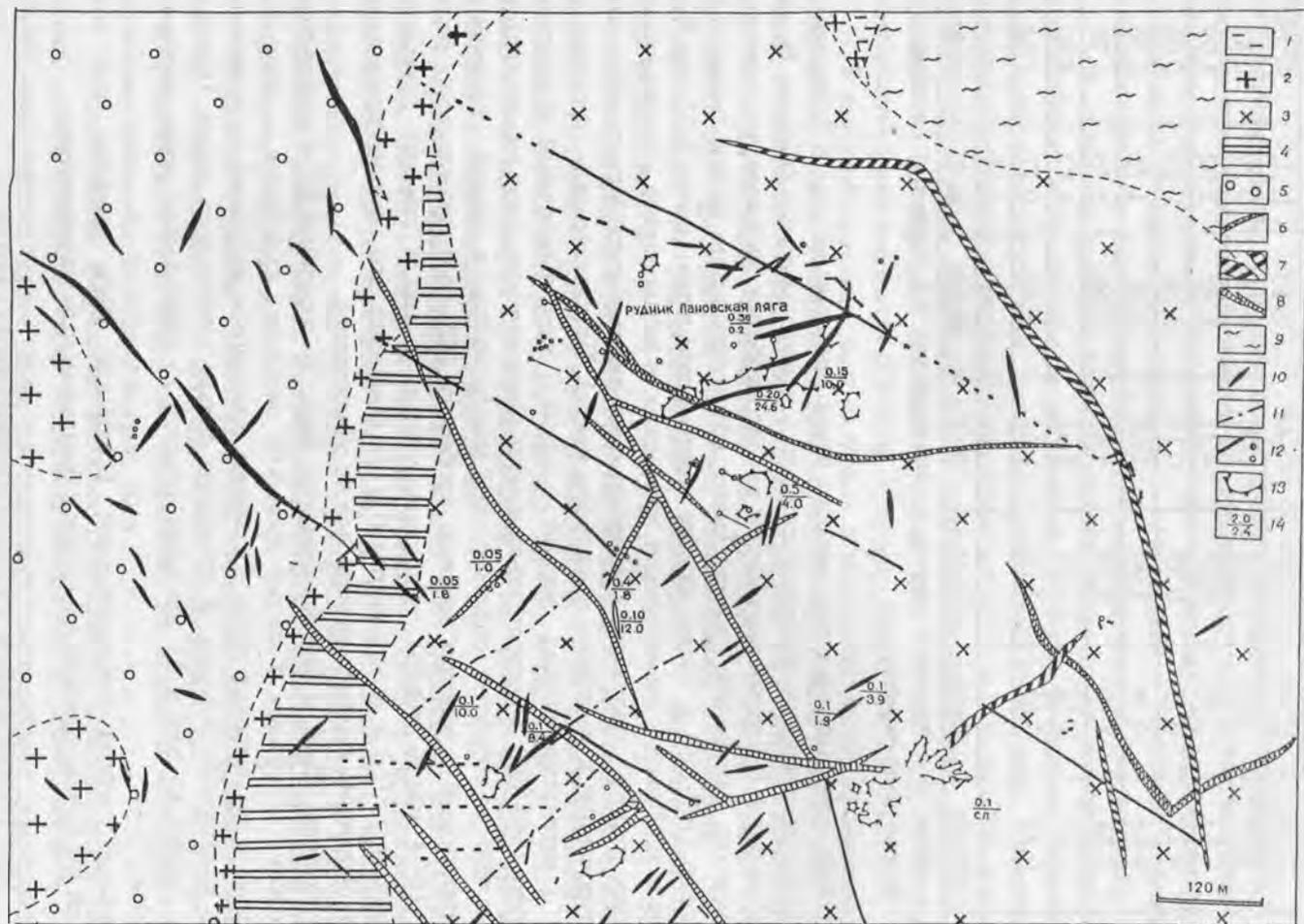


Рис. 103. Схема локализации образований кварц-жильного и дайкового комплексов на золоторудном месторождении Пановская

Ляга. Составлена по материалам Г. Д. Мельникова (1951) и Нейворудянской геологоразведочной партии (1970-1973 гг.):

1 - риолиты; 2 - андезитовые порфириты; 3 - диориты, иногда кварцевые; 4 - габбро-диориты; 5 - гибридные плагноклаз-роговообманковые породы; 6 - плагногранит-порфириты; 7 - сиенит-порфириты; 8 - диорит-порфириты; 9 - кварц-серицитовые сланцы, иногда с хлоритом; 10 - кварцевые жилы; 11 - тектонические нарушения; 12 - шурфы, канавы, дудки, скважины; 13 - отвалы горных выработок; 14 - результаты опробования: числитель - длина интервала опробования (м), знаменатель - содержание золота (г/т)

Таблица 23

Химический состав (мас.%) интрузивных пород Пановского массива.
По материалам И.Ф.Кузнецова, А.С.Кондрацких, Р.С.Мальцева (1973)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	49,63	51,32	62,18	64,74	46,24	60,24	72,38
TiO ₂	1,73	0,88	0,40	0,38	1,25	0,47	0,16
Al ₂ O ₃	16,85	17,45	15,90	15,44	18,83	18,12	14,26
Fe ₂ O ₃	4,89	3,56	2,10	1,00	4,78	2,29	0,82
FeO	7,63	7,64	6,23	4,31	8,36	3,02	1,09
MnO	0,22	0,22	0,83	0,14	0,18	0,09	0,09
MgO	4,88	4,54	1,90	1,44	4,35	1,78	0,50
CaO	9,84	8,90	5,43	5,41	9,84	5,56	1,78
Na ₂ O	2,19	2,54	3,07	3,62	3,01	4,82	4,40
K ₂ O	0,43	0,61	1,15	1,41	0,26	0,77	1,92
П.п.п.	-	-	-	-	-	0,14	-
Сумма	98,29	97,66	99,24	98,39	97,10	98,07	97,40

Примечание. 1,2 - габбро; 3 - кварцевый диорит; 4 - гранодиорит; 5-7 - дайки: 5 - габбро, 6 - микродиорит, 7 - плагиогранит-порфир.

Продуктивная минерализация жил второго этапа представлена, по В.В.Мурзину, двумя парагенезисами: пирротин-полиметаллически-сульфотеллуридным (видимо, более ранний) и теллуридным. В первый парагенезис входят пирротин, халькопирит, галенит, сфалерит, тетрадимит, самородное золото. Золото преимущественно мелкое (менее 0,1 мм), низкопробное (700-750) с очень низким содержанием меди (менее 0,03 мас.%). Золото в кварце и карбонате - изометричные кристаллы, в халькопирите - каплевидные вроски, в раннем пирите - прожилки. Минералы теллуридного парагенезиса образуют сростания, приуроченные к трещинам в жильном кварце. По характерным сросткам в нем выделены 2 микропарагенезиса: первый - гессит - халькопиритовый с золотом средней пробности (840-890), в котором присутствует также теллурид ряда гессит-петцит (4-5% золота) и теллуру-висмутит (содержит до 1 мас.% свинца) и второй - калаверит (AuTe₂)-халькопиритовый с золотом высокой пробности (920-940), теллуридом ряда гессит-петцит (10-14 мас.% золота), теллуру-висмутитом (6 мас.% свинца), алтаитом (PbTe), фрабергитом (FeTe₂) и колорадоитом (HgTe). Очевидно, эти микропарагенезисы практически одновременны (признаков коррозии не обнаружено).

Руды до глубины 25-30 м окислены нацело, ниже до горизонта 52 м отмечается частичное окисление сульфидов. Главные продукты окисления сульфидов - лимонит, малахит, железные и мышьяковые охры. Сульфиды отмечаются не только в кварцевых жилах, но и во вмещающих породах. В последних сильно превалирует пирит. Причем золотоносность пирита из жил в 13 раз выше таковой из вмещающих пород (данные А.И.Александрова, 1964).

Отличительной чертой месторождения Пановская Ляга является то, что сформировавший его флюид генетически связан с базальтоидным магматизмом.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ РУДНО-ПОРФИРОВОГО ТИПА

По (Сазонов, Контарь, 1983; и др.) среди уральских рудно-порфировых месторождений выделяются две группы: 1) локализующиеся в связи с островодужными вулканоплутонитами и тесно ассоциирующие с колчеданными объектами, связанными с базальтоидным магматизмом; 2) располагающиеся в пределах андезитоидных вулканоплутонических поясов, связанных, как правило, с более кислым вулканизмом, и нередко сопряженные с медно-магнетитовыми (обычно золотоносными) скарнами.

Отчетливо прослеживается структурный контроль месторождений рудно-порфирового типа: обычно они приурочиваются к субмеридиональным разломам или к местам их пересечения (сочленения) с диагональными (чаще северо-западной ориентировки) разломами.

Установлена тесная пространственная и генетическая связь рудно-порфировой минерализации с порфировыми малыми интрузиями состава диорит - кварцевый диорит - гранодиорит - плаггиогранит. Натрий в породах этих интрузий всегда преобладает над калием.

Метасоматиты, сопутствующие рудно-порфировому оруденению, представлены пропилитами, кварц-серицитовыми метасоматитами, реже аргиллизитами: на некоторых объектах (Березняковское, Юбилейное месторождения, Зеленодольское рудопроявление) установлены березиты-листвениты. Последние моложе медно-порфировой минерализации, но часто совмещены с ней пространственно (структурно).

В глобально распространенных медно-порфировых месторождениях содержание золота обычно небольшое (редко достигает 0,3 - 0,4 г/т). В объектах, эксплуатируемых на медь, оно извлекается как полезный попутный компонент. Концентрация Au в метасоматитах таких месторождений составляет (г/т): от 0,26 до 0,56 - в аргиллизитах по диорит-порфиритам, гранодиорит- и плаггиогранит-порфирам; от 0,25 до 0,31 - в пропилитах по породам среднего состава; от 0,10 до 0,23 - в гидротермально-метасоматических кварцитах (Сазонов, Контарь, 1983).

В мировой практике, да и на Урале, в частности, известны месторождения рудно-порфирового типа, которые эксплуатируются как собственно золоторудные, а также такие, в некоторых частях которых золото содержится в заметно повышенных (до 5 - 6 г/т, иногда больше) количествах. В уральском регионе таких объектов три: Березняковское (разведанное, частично отработанное), Юбилейное (эксплуатируется) месторождения и Зеленодольское (проведены поисково-оценочные работы) рудопроявление.

БЕРЕЗНЯКОВСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ (29) расположено на Южном Урале, в пределах Томинского рудного узла, начинающегося в 20 км юго-западнее г. Челябинска и протягивающегося отсюда к югу на 24 км. Узел выявлен в 1990-х гг. геологами Челябинской экспедиции ПГО Уралгеология. К настоящему времени это месторождение разведано и подготовлено к эксплуатации.

Березняковское месторождение - объект Cu-порфирового типа (Сазонов, Мурзин, Григорьев, 1994), в котором сконцентрировано золото в промышленно интересном количестве (и по содержанию металла, и по его запасам), который разведан и подготовлен к отработке как собственно золоторудный (рис. 104). В Уральском регионе (в Мугоджарах) имеется аналог рассматриваемого объекта - это Юбилейное месторождение, которое сейчас эксплуатируется.

Подобные объекты, представляющие самостоятельный промышленный интерес по золоту, сопряженные с порфировыми породами, мы выделяем в особый золотопорфировый тип. Они резко отличаются от медно- и молибден-порфировых по величине отношения Au - Cu - Mo (рис. 105).

Рудный район, в пределах которого расположено Березняковское месторождение, являет собой северную часть Челябинско-Варненской зоны, которая, по Р.Г. Язевой (1989), представляет серию узких, протяженных тектонических линз-пластин длиной до 150, а шириной 15 - 20 км. Контуры пластин хорошо "отбиваются" узкими телами серпентинитов, сгруппированными в цепочки. По тектоническим швам соприкасаются образования PZ_1 и C_1 (см. Сазонов, Мурзин, Григорьев, 1994, с. 7). Вблизи разломов проявлена интенсивная складчатость.

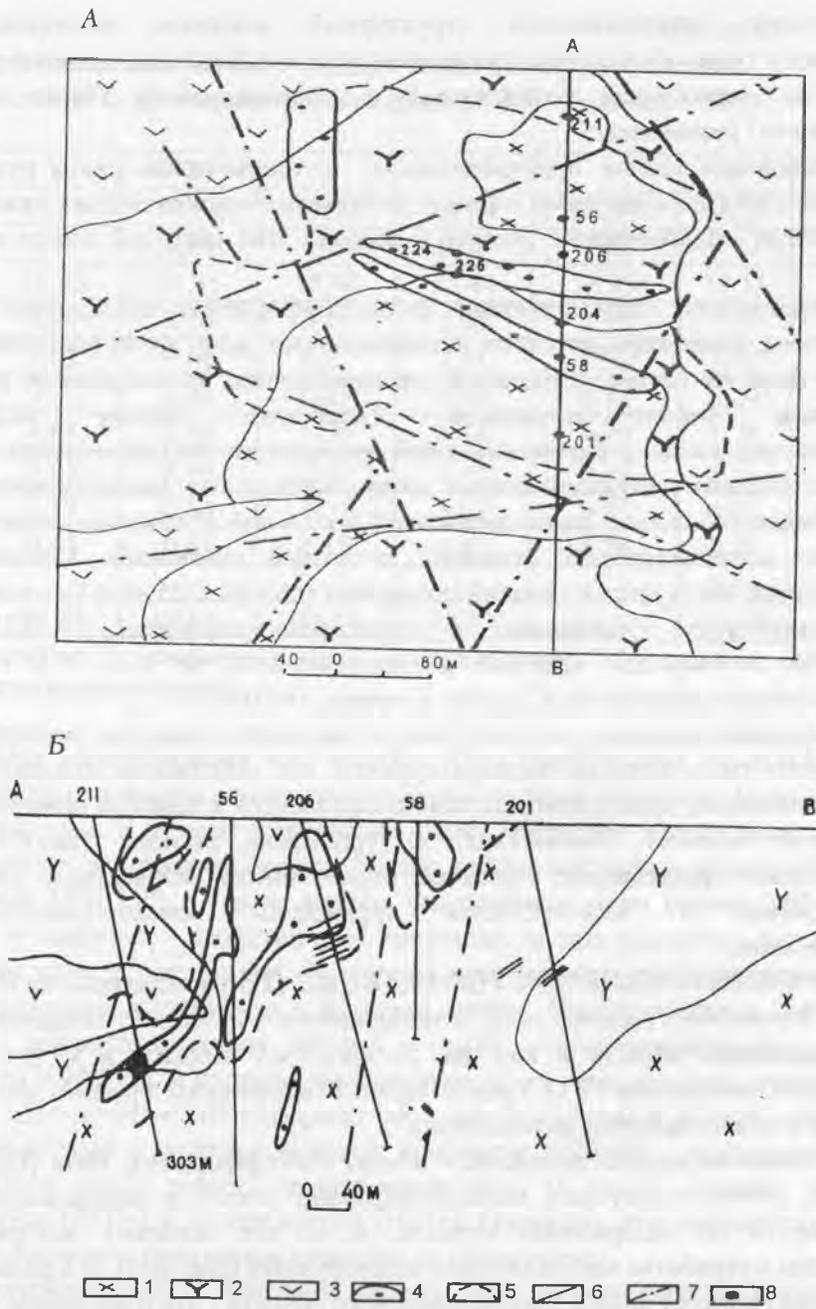


Рис. 104. Геологическое строение (А) и поперечный разрез (Б) Березняковского месторождения. По (Грабежев, Кузнецов, Пужаков, 1998):

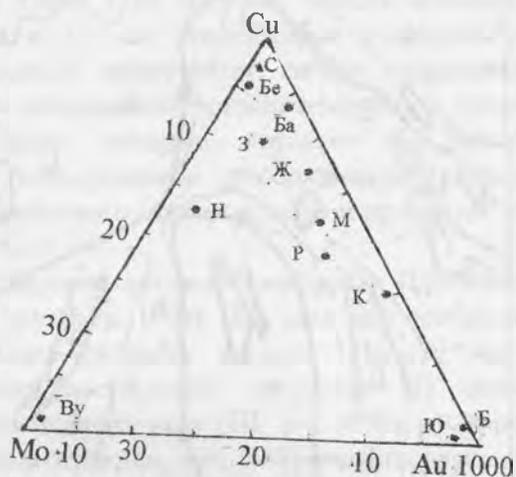
- 1 - кварцевые диоритовые порфириты; 2 - субвулканические кварцевые андезитовые порфириты; 3 - туфы осадочно-вулканогенной толщи; 4 - рудные тела; 5 - контур рудной зоны; 6 - границы пород; 7 - тектонические нарушения; 8 - скважины

В указанной зоне рудно(золото, медно)-порфировое оруденение пространственно и генетически связано с вулcano-плутонитами андезиитоидного состава. Наиболее отчетливо, пожалуй, это проявлено в Томинском рудном узле (рис. 106), где А.И.Грабежевым еще в 1992 г. выделены 4 рудные зоны, сопряженные с такими вулcano-плутонитами: Биргильдинская Cu-порфировая, Ягузакская Cu-Mo-Au-порфировая, Мичуринская Zn-Cu-Ag-Au-порфировая (к этой зоне относится Березняковское месторождение), Томинская Cu-порфировая. Вулcano-плутониты в названном узле вмещаются туфами и порфиритами базальтового состава (O_{1-2}), по данным А.И.Грабежева и др. (1998). А.И.Грабежев и Е.А.Белгородский (1992) полагали, что томинские вулcano-плутониты являются островодужными образованиями ($S-D_1$). Позднее А.И.Грабежев с соавторами (1998) на базе определений абсолютного возраста стал

относить их к позднему девону - раннему карбону. По Р.Г.Язевой, возраст этих образований S_2-D_1 , а формирование их произошло в обстановке активной континентальной окраины. Правда, следует подчеркнуть, что эти образования могут быть остатками зрелой островной дуги.

Рис. 105. Положение Березняковского золоторудного месторождения на диаграмме Mo - Cu - Au для объектов медно-порфирирового типа Урала

(основа по А.И.Грабежеву, Р.Г.Язевой, Е.А.Белгородскому, 1990, с прощениями): Буквенными индексами обозначены месторождения: Б - Березняковское, Ба - Баталинское, Бе - Бенкалинское, Ву - Верхнеуральское, Ж - Жалтыркольское, З - Зеленодольское, К - Караксакское, М - Медногорское, Н - Новониколаевское, С - Салаватское, Р - Рудоболотское, Ю - Юбилейное

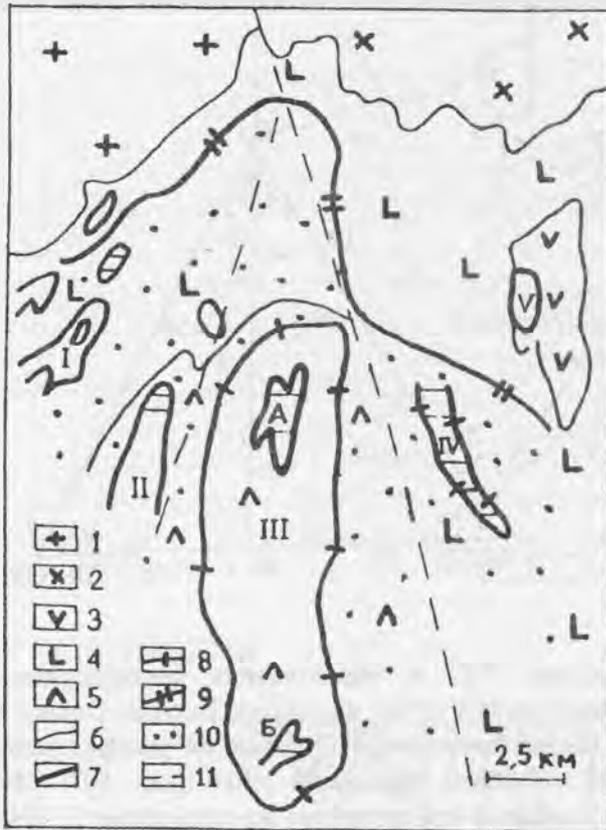


А.И.Грабежевым изучено распределение РЗЭ в образованиях биргильдинско-томинского комплекса. Что касается тяжелых РЗЭ, то их распределение близко к таковому для гранитоидов внутренних частей континентов. Кривая же распределения легких РЗЭ по сравнению с указанной эталонной отклонена вниз (рис. 107). Это обусловлено, скорее всего, выносом этих элементов при развитии березитизации (Na-типа) и образовании кварц-серицитовых метасоматитов (Сазонов, Червяковская, 1983) по породам указанного комплекса. Заметим, что по малым элементам последний коррелируется с континентальными толеитами, а по содержанию Hf он близок к образованиям континентальных рифтов (Грабежев и др., 1998). И еще, В.И.Сначев и др.(1990) полагают, что Томинский рудный узел располагается на плече Челябинского континентального рифта. Таким образом, по данным всех исследователей, с очевидностью следует, что становление plutонитов биргильдинско-томинского комплекса происходило в коровых условиях. Однако участие в его формировании мантийной компоненты (остатки зрелой островной дуги, трансмагматические флюиды) несомненно.

Характерная особенность рудного поля Березняковского месторождения и прилегающих к нему площадей - наличие андезитоидных вулканоплутонитов (см. рис. 104). Их фундамент сложен вулканогенными накоплениями базальт-порфирировой формации (томинский комплекс). Здесь отчетливо преобладают тефроиды порфирировых (плагиоклазовых, пироксен-плагиоклазовых) базальтов и андезито-базальтов. Лишь в южной части площади в разрезе отмечаются потоки афировых подушечных спилитов, иногда - низкоглиноземистые андезиты (Язева, 1989). Осадочные породы представлены известняками, туффитами и кремнистыми сланцами. На месторождении развиты дайки плагиогранодиоритового и плагиогранитного составов.

В основании фундамента отмечены кремнистые и глинистые осадки (близки к образованиям континентального склона - O_1), метавулканиды океанического типа, метагаббро, диабазы офиолитовой ассоциации и породы пирокластической толщи базальт-тефроидной формации (образования энзиматической островной дуги - S_1). Эти породы разных возрастов и структурно-вещественных комплексов, по данным Р.Г.Язевой, тектонически сгрудились в довенлокское и вторично в доэйфельское время. Перечисленные образования представлены на рис. 104 и 106. Химический состав рассмотренного фундамента приведен в (Сазонов, Мурзин, Григорьев, 1994).

Рис. 106. Металлогеническая и метасоматическая зональности Томинского рудного узла (Южный Урал). По (Грабежев, Кузнецов, Пужаков, 1998) с изменениями:



1, 2 - соответственно граниты ($C_3 - P_1$) и кварцевые граниты-гранодиориты (C_{1-2}) Челябинского массива; 3 - плагиограниты и кварцевые диориты Вознесенского массива; 4 - туфы и порфиры базальтовые (O_{1-2}); 5 - туфы, порфиры андезитовые, осадочные породы ($S_2 - D_1$, по Р.Г.Язевой; $D_3 - C_1$, по А.И.Грабежеву); 6 - границы пород; 7 - метасоматиты кварц-серицитовая формации; 8 - метасоматиты березит-лиственитовой формации; 9 - южная граница биотит-амфиболовых роговиков, обусловленных Челябинским массивом; 10 - метаморфиты хлоритовой и эпидот-хлоритовой ассоциаций; 11 - разломы. I - V - рудные зоны: I - Биргильдинская Cu-порфировая, II - Ягузакская Cu-Mo-Au-порфировая, III - Мичуринская Zn-Cu-Ag-Au-порфировая (А - Биксизакское проявление, Б - Березняковское месторождение). Горизонтальная штриховка - участки развития диоритовых порфиров, руд и максимума кислотного метасоматоза

Породы андезитоидного состава (кварцевые диоритовые порфиры, кварцевые диориты, диориты, сопровождающие их андезитовые вулканиты и др.) относятся к андезит-тоналитовому комплексу (Язева, 1989).

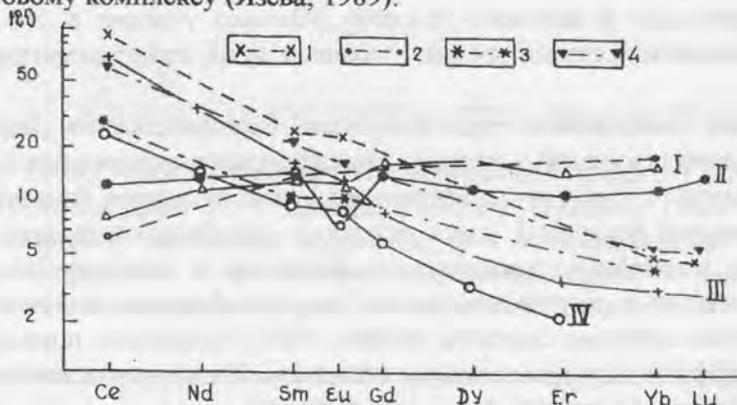


Рис. 107. Распределение РЗЭ (нормировано по хондриту) в гранитоидах.

По (Грабежев, Кузнецов, Пужаков, 1998):

1 - кварцевые диориты Челябинского массива; 2 - то же, но вознесенского комплекса; 3 - кварцевые диоритовые порфиры биргильдинско-томинского комплекса; 4 - нормальные биотитовые граниты Челябинского массива. Распределение РЗЭ в гранитоидах оphiолитов (I), островных дуг (II), внутренних частей континентов (III) и континентальных окраин (IV) приведено по (Трондьемиты ..., 1983)

Возраст комплекса венлокский, так как, по данным этой же работы, перекрыт известняками с фауной лудлова и жедина. В низах комплекса залегают туфы андезитового состава, реже лавобрекчии и туфы андезито-базальтового состава. Верхнюю часть разреза слагают агломератовые туфы андезитового состава, прорванные кварцсодержащими купольными андезитами и андезит-дацитами. Вблизи таких куполов зафиксированы окремненные известняки, а в туфах - их обломки. Общая мощность эффузивов андезитового состава оценивается в 1,5 км. Андезитовые вулканы и подстилающие их базальты прорваны мелкими интрузиями габбро, кварцевых диоритовых порфиритов, кварцевых диоритов и дайками плагиогранит-порфиритов. Около этих интрузий развиты ореолы биотитизации, которые, согласно Р.Г.Язевой, накладываются на минеральные ассоциации зеленокаменно преобразованных пород. Химический состав вулканоплутонитов Березняковского месторождения и продуктов их метасоматического преобразования приведен в табл. 24.

Метасоматиты и метасоматоз. Этот вопрос детально освещен в (Грабежев, Кузнецов, Пужаков, 1998; Сазонов, Мурзин, Григорьев, 1994). Это дает нам основание здесь остановиться только на принципиальных сторонах вопроса. Прежде всего подчеркнем, что в основу нижеследующих рассуждений положены: 1) схема метасоматических ассоциаций для Томинского рудного узла (см. рис. 106), 2) карта геологического строения (см. рис. 104), метасоматитов (см. рис. 108) характеризуемого месторождения и 3) метасоматические разрезы по двум скважинам, иллюстрирующие вертикальную зональность минеральных парагенезисов Березняковского объекта (рис. 109).

В пределах Томинского рудного узла выделяются два типа ореолов околорудно измененных пород: пропиловый и серицитовый (см. рис. 106, 108, табл. 24). Для ореолов первого типа серицит не является типоморфным минералом - его содержание обычно не превышает 5-10 мас.% (это чешуйки размером в тысячные доли миллиметра). Серицит этот развивается по плагиоклазу; последний при этом деанортизируется. По темноцветным минералам серицитизация развивается "вяло". Довольно часта ассоциация серицита с клиноцоизитом. Последний развивается по плагиоклазу и темноцветным минералам и в свою очередь замещается хлоритом, пренином, редко биотитом, карбонатом (Грабежев, 1993).

Перечисленные минералы, возникшие при метасоматозе, составляют в метасоматизированных породах 2—30 об.% (контрастная зональность для них не характерна).

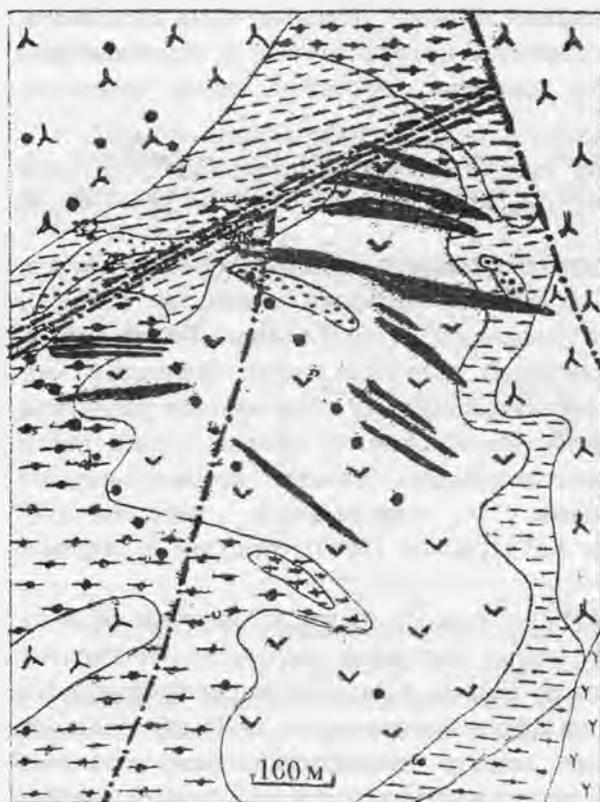
При формировании ореола серицитового типа в эдукте серицитом замещаются как плагиоклаз, так и темноцветные минералы. В центральной части ореола, как правило, выделяется зона развития интенсивной или умеренной серицитизации. Темноцветные минералы замещаются серицитом непосредственно или же через хлорит. В висячем боку ореола выделяется (Грабежев, 1993) зона переотложения Na (фиксируется развитием альбита по темноцветным минералам). Важнейшая особенность ореолов серицитового типа - развитие в их висячем боку карбонатсодержащих (кальцит, доломит-анкерит) минеральных парагенезисов. Метасоматиты с минеральным парагенезисом серицит+кварц+доломит-анкерит мы, как и Б.А.Пужаков (1993), относим к березит-лиственитовой формации.

В районе Березняковского месторождения широко развиты крупные ореолы кислотного выщелачивания (см. рис. 106), между которыми заключены пропиловы альбит-хлоритовой и реже эпидот-хлоритовой фаций. Среди пропиловитизированных пород отмечаются эпидозиты (тела длиной до 0,5 км и мощностью до 10 м). Иногда в последних фиксируются небольшие тела скарнов эпидот-гранатового состава, исключительно похожих по составу и условиям локализации на куросанские скарны (см. очерк по Куросанскому месторождению).

Химический состав (мас.%) вулcano-плутонитов Березняковского месторождения.
Компиляция из (Сазонов, Мурзин, Григорьев, 1994)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	63,22	57,10	57,52	59,58	58,40	58,79	56,87	65,61	59,84
TiO ₂	0,46	0,35	0,37	0,34	0,40	0,35	0,67	0,29	0,34
Al ₂ O ₃	15,23	18,71	20,12	19,48	17,54	20,39	17,76	17,82	15,88
Fe ₂ O ₃	2,70	1,93	2,66	1,67	3,43	2,38	4,83	2,84	2,53
FeO	3,66	2,81	1,27	1,81	2,90	1,15	2,01	2,60	2,01
MnO	0,09	0,27	0,30	0,10	0,15	0,08	0,13	0,13	0,24
MgO	2,27	2,84	2,14	1,90	3,24	1,02	3,48	2,35	3,09
CaO	4,48	5,34	4,18	3,53	2,99	4,06	2,61	0,72	3,45
Na ₂ O	3,90	3,20	3,17	2,19	5,10	2,70	1,41	3,17	1,16
K ₂ O	0,93	1,12	1,58	2,06	0,50	2,23	2,37	1,13	2,24
P ₂ O ₅	0,13	0,09	0,09	0,09	0,11	0,08	0,32	0,12	0,14
CO ₂	0,90	-	-	-	-	-	-	0,40	5,39
H ₂ O	1,35	-	-	-	-	-	-	3,22	0,88
П.п.п.	-	6,43	7,07	7,53	5,51	7,47	-	-	-

Примечание. 1 - кварцевый диоритовый порфирит пропилитизированный, иногда слабо серицитизированный (среднее из 4 ан.); 2 - то же, но слабо-умеренно серицитизированный (среднее из 4 ан.); 3 - то же, но умеренно ослоденелый (слода не только серицит, но и парагонит, среднее из 4 ан.); 4 - 7 - кварцевый диоритовый порфирит соответственно пропилитизированный (4), слабо серицитизированный (5), умеренно (6) и сильно (7) ослоденелый (слода не только серицит); 8 - плагиогранит-порфир слабо ослоденелый; 9 - кварцевый диорит березитизированный



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9

Рис. 108. Схема распространения метасоматитов и рудоносных зон на Березняковском месторождении (составлена с использованием материалов Б.А.Пужакова):
1 - туфы андезитовые хлоритизированные; 2 - дациты порфировые хлоритизированные; 3, 4 - метасоматиты кварц-серицитовой формации (без реликтов первичной структуры): кварц-хлорит-серицитового (3) и кварц-серицитового (4) составов; 5 - 7 - метасоматиты березит-лиственитовой формации существенно карбонатного (5), кварц-хлорит-карбонат-серицитового с парагонитом (6) и кварц-карбонат-серицит-парагонитового (7) составов; 8 - рудоносные зоны; 9 - скважины

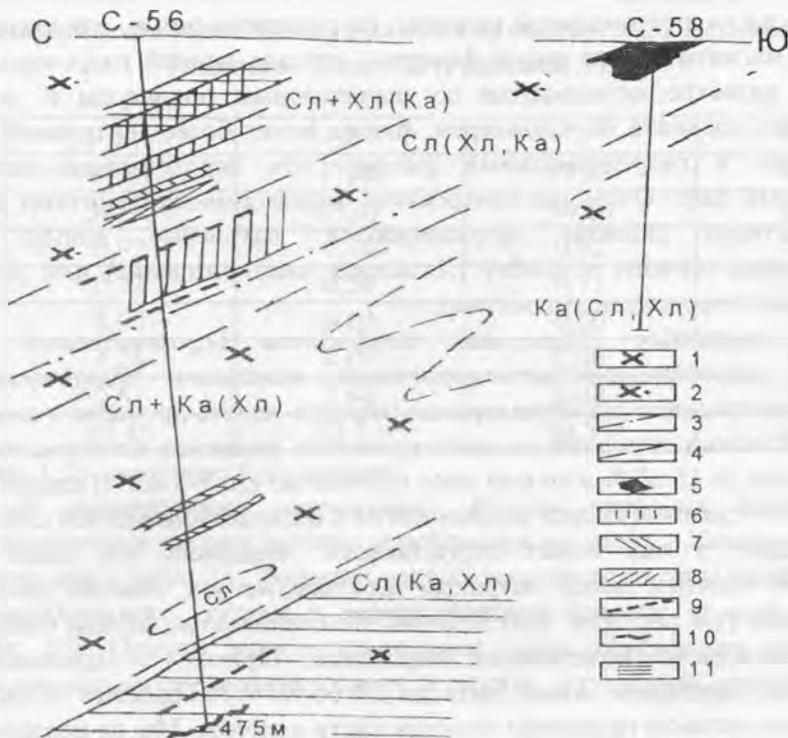


Рис. 109. Вертикальная рудная зональность по скв. 56 Березняковского месторождения.

По (Грабежев, Кузнецов, Пужаков, 1998):

1 - диоритовые порфириды; 2 - эруптивные брекчии; 3 - контакты пород; 4 - граница зон ассоциаций метасоматических минералов; 5 - золоторудные тела в коре выветривания; 6 - аномалия золота; 7 - Zn-Au-Ag-Cu рудные тела; 8 - Zn-Cu-Ag-Au рудные тела с гесситом, самородными теллуром и золотом; 9 - Zn-Cu-Au-Ag рудные тела с гесситом и ртутистым электрумом; 10 - участки с повышенным содержанием Ag и Zn; 11 - аномалии Zn с участками Zn-Cu-Au-Ag минерализации. Сл - светлая слюда; Хл - хлорит; Ка - карбонат; в скобках - минералы, присутствие которых необязательно

А.И.Грабежев (1993) показал, что серицит метасоматитов Березняковского месторождения относится к мусковиту, парагониту и K-Na слюде, располагающейся в области несмесимости системы мусковит - парагонит ($Na/(Na+K)=0,64$). Во внутренней зоне метасоматических колонок Томинского рудного узла с рудно-порфировым оруденением выделяются кварц-серицитовый (раннего этапа), кварц-серицит-парагонитовый парагенезисы или же равновесная ассоциация кварца со всеми тремя указанными светлыми слюдами. В всячем боку тел околорудных метасоматитов практически всегда присутствует, как выше уже отмечалось, карбонат (доломит-анкерит и кальцит). Иногда отмечается и хлорит. Метасоматиты раннего этапа, вне всякого сомнения, принадлежат кварц-серицитовой формации, а позднего, судя по типоморфному минеральному парагенезису метасоматитов позднего этапа, - березит-лиственитовой. Метасоматиты первой формации свойственны Биргильдинской зоне, а второй - Томинской и Мичуринской (см. рис. 106).

Развитые в северной части рудного узла амфиболовые и амфибол-биотитовые роговики наложены на кварц-серицитовые метасоматиты Биргильдинского месторождения (Ромашова, 1984). Подобные взаимоотношения между роговиками и метасоматитами Березовогорского месторождения не известны. Это еще одно

доказательство, что, скорее всего, указанные метасоматиты являются не производными одной и той же гидротермальной колонны, но разновременных, возможно, отделившихся от единого магматического очага. Заметим, что для ранней гидротермальной системы характерно развитие метасоматоза со значительным привносом К, а для поздней - привнос этого элемента не характерен, флюид имеет более натриевый состав. Кстати, сброс натрия в гидротермальный раствор при березитизации-лиственнитизации - общеизвестный факт. Очевидно синхронно с березитами-лиственнитами или над ними из такого раствора должны формироваться натриевые слюды (Воронцовское месторождение), серицит и альбит (Лялинское месторождение) или же альбит в виде прожилков (месторождение Алтынташ).

Тела кварцевых диоритовых порфириров Березняковского месторождения претерпели гидротермально-метасоматические изменения практически повсеместно. Плаггиоклаз интенсивно деанортизирован (нередко вплоть до чистого альбита). Наиболее распространенными породами на месторождении являются метасоматиты, содержащие светлые слюды до 15 об.% и то или иное количество (до 3-5 об.%) хлорита, развившегося по амфиболу. Реже отмечаются метасоматиты с количеством светлой слюды до 30 об.% и больше; хлорит в них может отсутствовать. Мощность зон таких метасоматитов варьирует от десятых долей метра до десятков метров, обычно составляя 20-30 м. Березиты редки (см. рис. 108, 109). Обычно это сланцеватые породы с небольшим (может вовсе отсутствовать) количеством карбоната. Причем в примыкающих к ним метасоматитах карбоната может быть до 10 об.%. А.И.Грабежев объясняет этот факт более кислым составом гидротерм тыловой части колонки. Мы не исключаем это, однако основную причину склонны видеть в выкипании CO_2 из раствора в зоне рассланцевания.

Карбонат и светлая слюда развиваются по порфирировым выделениям плаггиоклаза, а также по тонкозернистой матрице гранитоидов. В некоторых зернах плаггиоклаза, очевидно зональных, слюда более интенсивно замещает периферическую часть. Иногда слюда представлена тонко- и относительно крупночешуйчатыми разностями, по-видимому, разновозрастными.

В пределах Березняковского месторождения проявлена вертикальная метасоматическая зональность. Здесь от поверхности до глубины 130-250 м развиты березиты. Глубже в метасоматитах появляется хлорит. В березитах отмечаются прожилки хлоритового и хлорит-карбонатного, реже хлорит-пиритового и пиритового составов. Они, по А.И.Грабежеву, фиксируют собой стадию щелочного осаждения. Около пиритовых и хлорит-пиритовых прожилков отмечаются оторочки темной окраски. Окраска обусловлена в основном темно-зеленым хлоритом, имеющим высокую (до 0,50) железистость. Карбонат прожилков - доломит-анкерит и кальцит.

Обычно при развитии тел околорудно измененных пород в закрытой системе возникают метасоматиты березит-лиственитовой формации. В условиях хотя бы частично открытой системы образуются метасоматиты кварц-серицитово-формации. Имеются случаи, когда формируются метасоматиты, промежуточные по составу (минеральному и химическому) между образованиями названных формаций. На сегодня факты, полученные по вертикальной метасоматической зональности на золоторудных месторождениях (большая часть из них приведена выше), могут быть проинтерпретированы следующим образом. Натрий, поступивший в гидротермальный раствор в процессе березитизации-лиственнитизации и образования кварц-серицитовых метасоматитов, в первом случае в апикальной части метасоматического ореола сбрасывается в виде альбита (контроль отношением Na/K во флюиде и относительно повышенной температурой), а во втором - в виде парагонита (контроль теми же параметрами, но при относительно пониженной величине второго из них). Состав типичных серицитов и парагонитов из метасоматитов Томинской зоны приведен в табл. 25.

Таблица 25

Химический состав (мас.%) светлых слюд из околорудных метасоматитов
Томинской зоны. По (Грабежев, 1992)

Компоненты	1	2	3	4
SiO ₂	48,71	47,46	47,53	46,99
Al ₂ O ₃	38,30	37,87	36,60	36,96
FeO	0,92	0,70	0,92	0,86
MgO	0,72	0,56	0,71	0,66
CaO	0,00	0,02	0,00	0,00
Na ₂ O	4,28	4,07	2,00	1,66
K ₂ O	2,51	2,64	6,48	7,06
Сумма	95,45	93,32	94,35	94,19

Примечание. 1, 2 - парагонит; 3, 4 - серицит.

Руды и их минеральные ассоциации. Рудные тела на Березняковском месторождении выделяются по результатам опробования на золото. Химический состав самородного золота дан в табл. 26. Большой частью тела представлены метасоматитами кварц-слюдисто-карбонатного состава с минерализацией (список рудных минералов приведен в табл. 27). Причем золотопродуктивность руд обусловлена минеральной ассоциацией, включающей самородное золото и теллур, ртутистый электрум, гессит, алтаит.

Таблица 26

Химический состав самородного золота Березняковского месторождения.
По (Молошаг и др., 1993)

№ п/п	№ скважины	Глубина (м)	Au	Ag	Cu	Hg	Сумма	Проба
1	206-а	99,0	97,37	1,38	0,03	0,14	99,92	984
2			97,47	2,43	0,05	0,14	100,09	974
3	206	80,5	97,51	2,77	0,17	0,07	100,52	970
4	56	457,0	79,88	17,40	1,54	0,00	98,82	
5			84,87	12,50	1,51	0,00	98,88	858
6		474,5	61,73	23,59	-	14,29	99,61	520

Примечание. Золото представляет парагенезисы: 1 - 3 - золотополиметаллический.

4 - 6 - золототеллуридно-полиметаллический.

На месторождении выделены две разновозрастные рудные минеральные ассоциации: ранняя - пиритовая (зоны рассеянной вкрапленности минерала, сопряженные с хлоритизацией и серицитизацией гранитоидов) и поздняя - включающая минералы полиметаллической ассоциации (см. табл. 27), сопряженные с развитием березитизации.

На флангах рудной зоны, вне связи с рудной минерализацией, встречены примазки реальгара (рассматриваются нами как результат отгонки As из высокотемпературных зон, где температура достигает 350 °С, в более холодные фланговые их части). Очень незначительно распространен минерал ряда люцит-фаматинит. Он развивается по блеклой руде.

Пирит раннего этапа - наиболее распространенный из рудных минералов. Его содержание в рудах достигает 70-80 мас.%. В основном это агрегаты метакристаллов (0,05-0,2 мм), развивающиеся по пириту глобулярного строения. В зальбандах кварцевых гнезд, кварц-карбонатных и карбонатных прожилков кристаллы пирита заметно

укрупняются с инверсной формы кристаллов от пентагондодекаэдрической до кубической.

Таблица 27

Рудные минеральные парагенезисы и физико-химические условия образования полиметаллической ассоциации Березняковского месторождения.

По (Мурзин, Сазонов, Федосеев, 1994)

Минералы, условия образования	Золотополиметаллический парагенезис	Золототеллуридно-полиметаллический парагенезис	Теллуридно-полиметаллический парагенезис
Блеклые руды	+++	+++	+++
Сфалерит	++	++	++
Пирит	++	++	++
Халькопирит	++	++	++
Галенит	+	++	+
Самородное золото	+	+	
Алтаит		+	
Гессит		+	
Пильзенит		+	
Айкинит		+	
Самородный теллур			+
Калаверит			+
Сильванит			+
Креннерит			+
P, кбар	0,2-0,3	0,2-0,4	
T, °C	267 – 368	307 - 353	307 - 353
Log f S ₂ , атм	< (-7) - (-10)	(-8) - (-9)	(-5,5) - (-8)

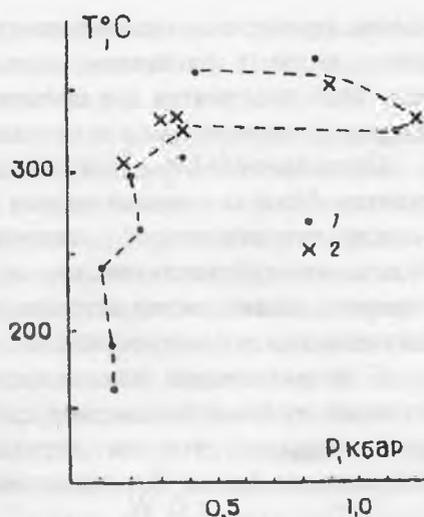
Примечание. Знак “+” указывает встречаемость минерала в процентах: +++ более 10, ++ более 1, + менее 1.

В составе полиметаллической минеральной ассоциации выделены три рудных парагенезиса, которые отражают неоднородность рудоотложения в пределах различных участков рудных тел. Характерная особенность полиметаллического парагенезиса - отсутствие в нем теллуридных минералов. В то же время в золототеллуридно-полиметаллическом парагенезисе теллуриды обычны (алтаит, гессит, пильзенит, см. табл. 27). В теллуридно-полиметаллическом парагенезисе самородное золото отсутствует, зато развиты его теллуриды - калаверит, креннерит и сильванит. Эти минералы, по данным В.П.Молошага и др. (1993), ассоциируют и с самородным теллуром. Из-за ограниченности объема книги здесь характеристику рудных минералов мы не приводим, адресуя интересующихся к (Сазонов, Мурзин, Григорьев, 1994, с. 29).

РТХ-параметры формирования месторождения. Двухэтапное развитие оруденения на Березняковском месторождении подтверждено данными изучения термобарогеохимии гидротермальной системы, обусловившей на раннем этапе развитие Си-порфирирового, а на позднем Au-золотого оруденения. Эти этапы сильно различаются и по РТ-параметрам формирования метасоматитов и рассекающих их прожилков карбонатного и кварц-карбонатного составов (рис. 110).

Рис. 110. Эволюция РТ-параметров в гидротермально-метасоматической системе при формировании метасоматитов (1), карбонатных и кварц-карбонатных прожилков (2) Березняковского месторождения.

По (Грабежев, Кузнецов, Пужаков, 1998)



Образование парагенезиса серицит+доломит-анкерит+кварц (березита) произошло в первый этап при $T=380\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P=0,6 - 1,4$ кбар. Эти параметры сопоставимы с таковыми, полученными для мезотермального Березовского месторождения (см. очерк в настоящей работе). Можно утверждать, что гидротермальная система на первом этапе развития Березняковского месторождения была закрытой. Оценки указанных параметров были получены на основе доломит-кальцитового термобарометра. Заметим, что светлая слюда в березняковских березитах представлена модификацией $2M_1$. Известно, что она кристаллизуется при $T>300\text{ }^{\circ}\text{C}$. Естественно, что это является подтверждением достоверности величин оценок, полученных указанным термобарометром. Второй этап начинался при достаточно высокой температуре ($310\text{ }^{\circ}\text{C}$), но при давлении, не превышавшем $0,4$ кбар. Последнее - свидетельство того, что в этот этап гидротермальная система была открытой. Формирование руд полиметаллической ассоциации происходило в основном при $T=285-195\text{ }^{\circ}\text{C}$. Конец рудоотложения приходится на $T=170\text{ }^{\circ}\text{C}$ (оценка сделана на основе декрипитации кварца из поздних кварц-пиритовых прожилков).

Золотополиметаллический парагенезис формировался в условиях недосыщенности среды минералообразования теллуrom, о чем свидетельствует отсутствие в парагенезисе собственных минералов этого элемента. Активность серы составляла 10^{-7-9} атм. Золототеллуридно-полиметаллический и теллуридно-полиметаллический минеральные парагенезисы отлагались в сходных условиях ($T=330-310\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P=0,4-0,3$ кбар).

Для конца рудоотложения характерны локальные флуктуации РТХ-условий, что обусловило неустойчивость теннантита, замещение его минералом ряда фаматинит - люционит.

Присутствие в березняковских березитах доломита-анкерита - свидетельство высокой активности CO_2 в минералообразующей среде. Причина этого видится нами в "подпруживании" компонента на литологических (в основном сланцевых) экранах и в повышенной кислотности гидротерм.

Об источнике рудообразующего флюида. А.И.Грабежевым (Грабежев и др., 1998) установлено, что с переходом от Cu -порфировых руд к Au -полиметаллическим рудам Томинского рудного узла (с уменьшением глубинности образования) отмечается утяжеление изотопного состава серы пирита. Аналогичная картина наблюдается и на других золоторудных месторождениях (см., например, очерки по Березовскому рудному полю и Воронцовскому месторождению в настоящей книге). Поскольку эти оба объекта не являются рудно-порфировыми, то, видимо, можно говорить о приведенном факте по Березняковскому месторождению, как об общей закономерности, свойственной гидротермальным месторождениям. В качестве причины, объясняющей указанный

феномен, приводится падение температуры, изменение рН и Eh флюида. Мы главную причину видим в различном состоянии гидротермальной системы, в ее закрытости в первом (неблагоприятен для проникновения внутрь системы вод извне) и открытости - во втором (благоприятен для проникновения внутрь системы вод извне) случаях.

Отклонение (+1,9 ... +3,8 ‰) изотопного состава S от метеоритного обуславливается контактом флюида с вмещающими породами (данные А.И.Грабежева). Р.Г.Язева (1989) на основе петрологических, тектонических, геохимических исследований и построений показала, что субвулканические андезиты, с которыми сопряжено медно-порфировое оруденение, имеют своим источником мантию. Если это так, то выводы А.И.Грабежева представляются вполне логичными.

С целью оценки возможного источника флюида А.И.Грабежевым был изучен изотопный состав воды светлых слюд. Результаты представлены на рис. 111. Из этого рисунка следует, что на период формирования светлых слюд Березняковского месторождения флюид был существенно метаморфогенного происхождения.

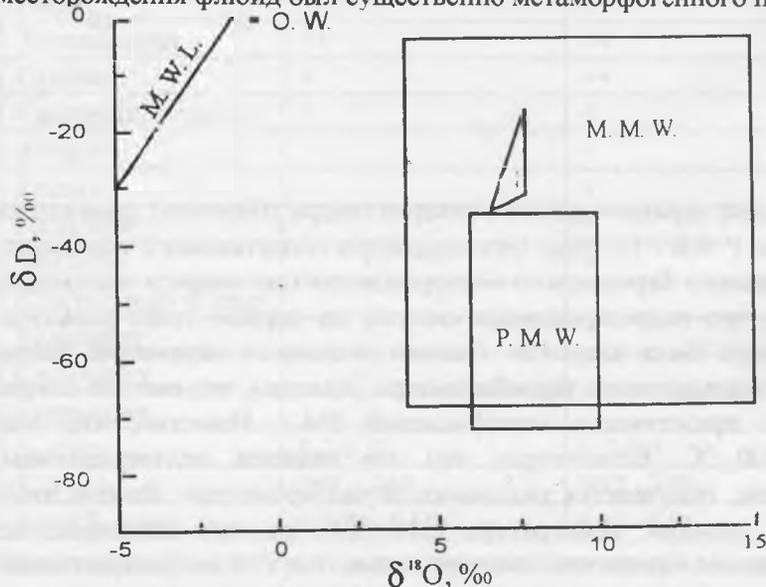


Рис. 111. Изотопный состав воды, равновесной со слюдами Березняковского месторождения (треугольник):

M.W.L. - линия атмосферных вод; O.W. - океаническая вода; M.V.W. - метаморфогенная вода; P.M.W. - первично магматическая вода

Геолого-генетическая модель Березняковского месторождения *имеется* (Сазонов, Мурзин, Григорьев, 1994; Грабежев, 1998). Авторы первой работы опирались на следующие данные. Возраст Челябинского гранитоидного комплекса 410 - 270 млн лет ($D_1 - P_1$). Максимальная оценка сопоставима с геологическим возрастом (S_2), который приводится в работах Л.Н.Ромашовой и Р.Г.Язевой для диоритоидов Биргильдинской и Мичуринско-Томинской зон. По данным Л.Н.Ромашовой (1984), эти диоритоиды были под воздействием ранних гранитоидов Челябинского комплекса биотитизированы.

Для месторождений рудно-порфирового типа Томинского рудного узла имеются следующие датировки по светлым слюдам на базе калий-аргонового метода (Грабежев, Кузнецов, Пужаков, 1998): Биргильдинское 320 млн лет (K-Ar метод по серициту из гранодиорит-порфиров; по другим месторождениям метод тот же), Ягузакское (380, 420 и 460 млн лет по амфиболам их микродиоритов, микрогранодиоритов; 340 млн лет по биотиту из гранодиорит-порфиров), **Березняковское**, Биксизакское (330 млн лет по серициту из кварцевого диоритового порфирита), Томинское (330 млн лет по серициту из метасоматизированных диоритов). Вывод из приведенных данных напрашивается вполне определенный: рудно-порфировая минерализация Томинского рудного узла двухэтапная. Первый этап длился весь верхний силур и, возможно, отчасти захватил ранний девон. Второй этап уложился в ранний-средний карбон. Во время второго этапа сильно возросла магматическая (кислый магматизм) и гидротермальная активность, что показано в работе (Огородников, Сазонов, 1991, с. 10).

На базе приведенных данных геологическая история Томинского рудного узла видится таковой. На первом этапе сформировались порфировые интрузии, с которыми

связано образование медных руд порфирирового типа, сопряженных с метасоматитами кварц-серицитовой формации. Затем средний девон был амагматичным. В это время блок (разделение Томинского рудного узла на блоки хорошо видно из рис.106) с объектами Томинско-Мичуринской группы был, видимо, опущен и в связи с этим эродирован весьма слабо. В то же время блок с Биргильдинским месторождением был приподнят и в значительной мере эродирован. Во всяком случае, можно говорить об уничтожении полностью вулканической и отчасти субвулканической частей биргильдинского вулканоплутонического комплекса. Наконец (в $C_1 - C_2$), из гидротерм, специализированных на Au, As, Ag, Te и др. элементы, этому не противоречит корово-мантийная природа рудообразующего флюида (Сазонов, Мурзин, Григорьев, 1994) - произошло омоложение Au - Ag - полиметаллической минерализации, сопряженной с березитами. В пользу сказанного свидетельствуют следующие факты. Биргильдинский и Березняковский массивы вулканоплутонитов имеют близкую, преимущественно субмеридиональную ориентировку, поэтому, учитывая приведенные выше данные об их одновозрастности, можно говорить и об их образовании в единых или близких по динамике структурных условиях. Именно этим обусловлено, что с обоими массивами связана минерализация медно-порфирирового типа. $D_3 - C_1$ - время развития Au-Ag-полиметаллической минерализации. Тогда Биргильдинская и Березняковская структуры (блоки) были автономными, представляли собой трещинные зоны отрыва северо-восточного и северо-западного простирания соответственно. На основе развиваемой точки зрения, с учетом различной степени эродированности Березняковского и Биргильдинского блоков, логично и просто объясняется различие в типах их оруденения - Au-порфирирового в первом и Cu-порфирирового - во втором случаях.

ЮБИЛЕЙНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ расположено в Мугоджарах, отнесено к золотомедно-порфирировому типу (Милецкий и др., 1987; Юриш и др., 1996). В пределах рудного поля месторождения преимущественно распространены базальтовые афириты и микродиабазы, очень редки дайки габбро-диабазов. Перечисленные породы, по авторам указанных работ, представляют собой образования островодужного стратовулкана (поздний живет - фран) и относятся к алабасскому вулканическому комплексу.

Золотое оруденение тесно сопряжено с небольшим (200x50 м, прослежено на глубину 500 м) двухфазным телом плагиогранит-порфиров (рис. 112). По (Юриш и др., 1996), последние являют собой образования подводящих каналов стратовулкана. Указанное тело отчетливо контролируется сочленением субмеридионального и диагональных разломов. На месторождении установлены 4 рудных тела (окоптурены по данным опробования на золото), три из которых представлены на рис. 112. Они представляют собой монокварцевые метасоматиты, пронизанные густой сетью различно ориентированных кварц-сульфидных и сульфидных (существенно преобладает пирит) прожилков.

Из метасоматических процессов в пределах месторождения проявлены площадная пропилитизация (в афиритах, диабазов, плагиогранит-порфирах), калишпатизация (отчетливо зафиксирована в поздних плагиогранит-порфирах), аргиллизация, турмалинизация, березитизация-лиственитизация (в породах основного и кислого составов) и поздняя (послерудная) эпидотизация. В верхней части месторождения (до гор. 30 м) развиты продукты пропилитизации, калишпатизации и аргиллизации. Глубже появляются березиты-листвениты, в которых отмечаются кварц-пиритовые (иногда с арсенопиритом) прожилки. Химический состав метасоматитов см. в (Сазонов, Контарь, 1983).

Содержание Au в зонах березитизации-лиственитизации пород повышенное (до 0,8-0,9 г/т), а в сульфидах - весьма высокое (достигает первых десятков граммов на 1 т. Учитывая, что золото в нижней части (под внутренней зоной) ореола березитизации-лиственитизации выносится, а в верхней (соответствует внутренней зоне и под ней) - концентрируется (Сазонов, 1975, 1984), есть основание полагать, что медно-порфирировые месторождения могли обогащаться золотом при наложении на них рассматриваемого

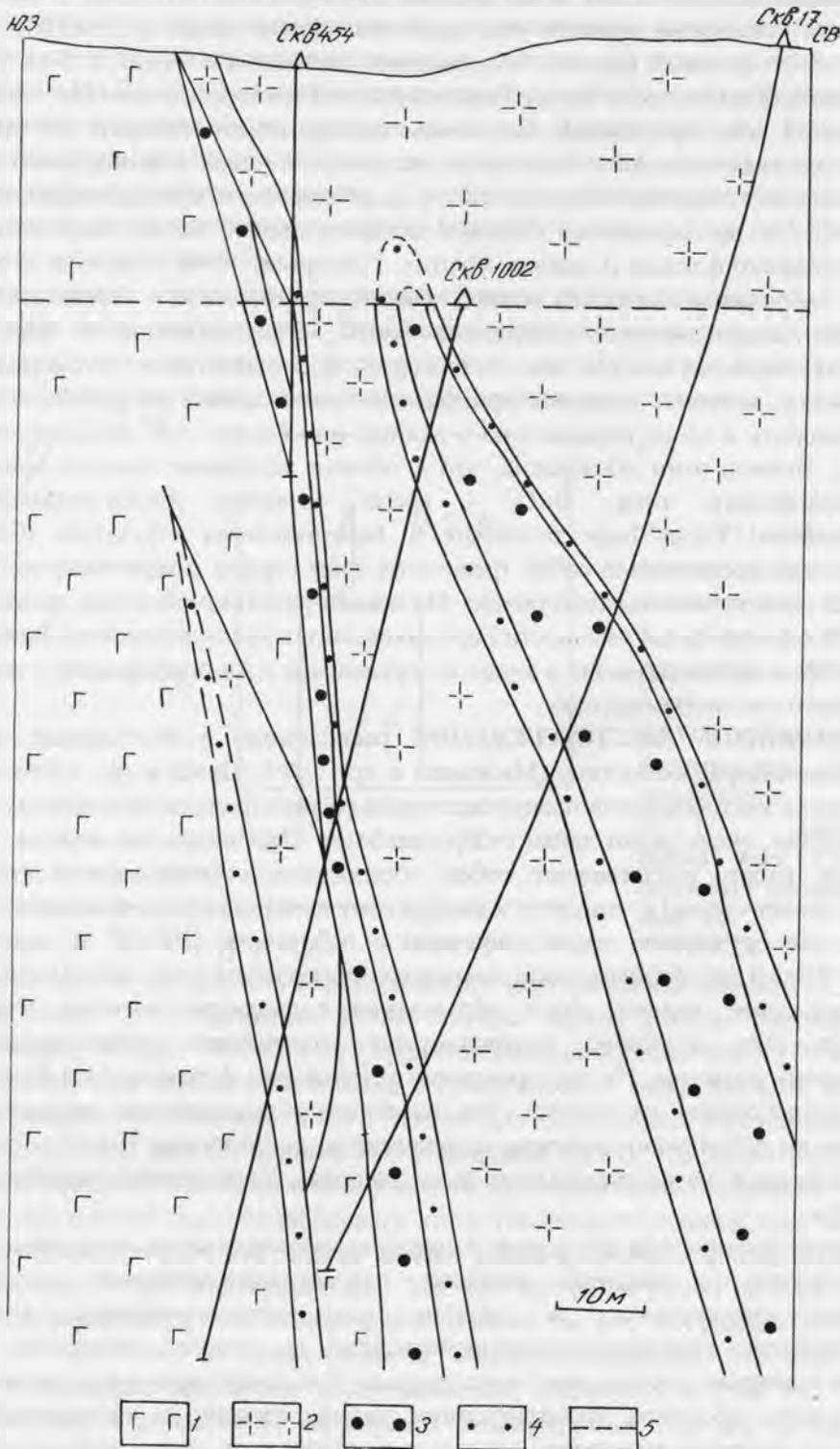


Рис. 112. Строение (в вертикальном разрезе) рудных тел Юбилейного месторождения. По материалам геологоразведочной партии:
 1 – базальты (афировые); 2 – плагиигранит-порфиры; 3 – кварциты; 4 – кварцитовидные породы; 5 – граница эксплуатационного карьера

(более позднего) процесса. Полифазность рудно-порфировых объектов известна; она для Урала, в частности, показана нами выше на примере Березняковского, а В.И.Силаевым - (1982) на Лекынтальбейском месторождениях.

Приведенные выше данные, а именно: более поздний возраст плагиогранит-порфиров по отношению к афировым базальтам, развитие березитов-лиственитов, тесно сопряженных с золотым оруденением, - дают основание предполагать, что последнее на рассматриваемом месторождении сформировано по модели, охарактеризованной подробно выше для Березняковского месторождения и что "юбилейные" плагиогранит-порфиры являются, скорее всего, продуктами коллизии, а не островодужными образованиями.

ЗЕЛЕНОДОЛЬСКОЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЕ расположено на Южном Урале, в восточном экзоконтакте Коелгинского массива порфировидных плагиогранитов - подробную его характеристику см. в (Сазонов, Контарь, 1983). Оруденение медно-порфирового типа приурочено к малым порфировым интрузиям среднего и умеренно кислого составов и, как и последние, контролируется зонами расланцевания (разлома) субмеридиональной ориентировки. Отчасти минерализации подверглись вулканы (D_2), вмещающие названные интрузии.

Рудные тела (границы отрисованы по результатам анализа на Cu) имеют довольно сложную конфигурацию, что обусловлено их контролем указанной выше зоной разлома, с одной стороны, и трещинными структурами широтного и диагонального направлений - с другой. В качестве главных минералов в рудных телах установлены пирит (сильно преобладает), халькопирит. Другие рудные минералы, в частности молибденит и блеклая руда, отмечаются довольно редко. Подчеркнем одну установленную для рудопроявления особенность: молибденит, который обычно в месторождениях медно-порфирового типа развит в лежачем боку рудных тел, здесь зафиксирован в противоположном.

Околорудные метасоматиты проявления - пропилиты, аргиллизиты, березиты-листвениты. Золота в зеленодольских рудах немного (0,2 - 0,5 г/т). В двух его участках выявлены зоны минерализованных березитов-лиственитов с повышенным (до 2-3, иногда 5-6 г/т) содержанием этого элемента (Сазонов, Контарь, 1983). Наиболее золотоносными являются те части зон березитов-лиственитов, где в них развиты кварц-сульфидные прожилки. Указанные содержания Au для зеленодольских руд являются обычными для объектов медно-порфирового типа (см. начало настоящего раздела). Исходя из этого, можно полагать, что медно-порфировая и золотая минерализации на Зеленодольском рудопроявлении лишь пространственно совмещены, не более.

Таким образом, нам представляется, что сегодня действительно можно выделить самостоятельный золотопорфировый тип оруденения. Оно сопряжено с коллизионными гранитоидами и должно рассматриваться как производное коллизионного процесса. Типоморфной чертой этого оруденения является развитие околорудных метасоматитов березит-лиственитовой формации. Напомним, что для медно-порфировых объектов типоморфными околорудными метасоматитами являются пропилиты. Наконец, важно подчеркнуть, что медно- и золотопорфировая минерализации, являясь разновременными образованиями, часто сформировавшимися в различных геодинамических обстановках, могут быть в результате тектонических деструкций пространственно совмещены.

ЗОЛОТООРУДЕНЕНИЕ, АССОЦИИРУЮЩЕЕ С КОЛЛИЗИОННЫМИ ГРАНИТОИДАМИ ТОНАЛИТ-ГРАНОДИОРИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

Собственно золоторудные месторождения кварц-жильного типа, сопряженные с коллизионными (раннеорогенными) гранитоидами тоналит-гранодиоритовой формации, широко распространены в Уральском регионе, являясь типоморфными для них (гранитоидов). Именно этот тип месторождений был открыт 256 лет назад в Березовском районе, положив начало золотой промышленности в России. Объекты представлены двумя формациями - золотокварцевой (наиболее глубокой, Крылатовское

месторождение и др.) и золотосульфидно-кварцевой (многочисленные месторождения, среди которых такие крупнейшие в регионе, как Березовское, Кочкарское, Быньговское, Джетыгаринское и др.). Причем, с 1814 г. по настоящее время эти месторождения приносили двойную пользу - отрабатывались коренные разности на золото как объекты с простыми рудами, которые на 95-98 об.% состоят из кварца (остальное - разнообразные сульфиды, в меньшей мере теллуриды и самородное золото) и интенсивно отрабатывались элювиально-делювиальные и аллювиальные россыпи. Заметим, что Урал до сих пор входит в число наиболее крупных регионов россыпной золотоносности.

Уральские гранитоиды тоналит-гранодиоритовой формации по геологическим, петрохимическим и геохимическим параметрам (включая редкие и редкоземельные элементы, кислотность-щелочность и др.) являются образованиями континентальной окраины (Язева, 1989, Язева, Бочкарев, 1998; Сазонов, 1998; Грабежев и др., 1998 и др.)

"Мощность" тел гранитоидов тоналит-гранодиоритовой формации достигает 4-8 км (Шарташский, Верхисетский и другие массивы). Кварц-жильная минерализация фиксируется наиболее часто в эндо- и экзоконтактной зонах массивов. В случае слабой эродированности последних она контролируется надинтрузивными зонами дробления и рассланцевания и гидротермально-метасоматической переработки пород.

Для руд и сопряженных с ними околорудных метасоматитов установлена зональность в горизонтальной и вертикальной плоскостях. На глубоких горизонтах развита кварц-шеелитовая минерализация, с которой сопряжена калишпатизация и гумбеитизация. Выше по разрезу (или с удалением от массива) отмеченная минерализация сменяется золотосодержащей молибденитовой. На верхних горизонтах преобладают сфалерит, галенит, блеклые руды, айкинит. В околорудных ореолах на нижних горизонтах развиты Mo, Co, Ni, Cr, а на верхних - Zn, Pb, Sb.

Околорудные метасоматиты рассматриваемых золоторудных месторождений относятся к березит-лиственитовой формации. Березиты-листвениты типичны для месторождений, расположенных в эндо-экзоконтактных зонах крупных массивов гранитоидов и внутри мелких. С продвижением внутрь первых массивов эти метасоматиты сменяются сначала эйситами, затем - гумбеитами. Такая же картина прослеживается с глубиной. Иногда (Шарташский щебеночный карьер) березиты и гумбеиты фиксируются на одном и том же эрозионном срезе. Отчетливо установлено, что они находятся в фазовых соотношениях: березиты рассекают гумбеиты.

В 60 - 80-е гг. XX в. количество золота, добываемое из колчеданных и золотокварцевых месторождений на Урале, было сопоставимо. Сейчас же добыча металла на вторых объектах значительно упала, а на первых на Южном Урале осталась примерно на том же уровне, на Среднем - возросла в связи с вводом в эксплуатацию Сафьяновского месторождения.

Кварц-жильное золотооруденение, сопряженное с коллизийными гранитоидами тоналит-гранодиоритовой формации, обуславливается эволюцией термоградиентных полей, создаваемых массивами этой формации на стадии их консолидации. Кварцевые жилы концентрируются над остывающим очагом, в зоне резких температурных градиентов в трещинах скола и отрыва. Ориентировка осей главных напряжений и поверхностей скалывания указывает на вертикальное направление активных усилий снизу вверх. Поэтому деформации этого этапа и образование трещин можно связывать с механизмом поперечного изгиба в жестком блоке при давлении снизу вверх остывающего магматического очага (рис. 113).

В распределении зон образования трещин выделяется куполообразная не-нарушенная зона (I) непосредственно над очагом расплава ("штампом"). Это связано с тем, что здесь все главные напряжения достигают больших величин и действуют как сжимающие усилия, формируя зону всестороннего сжатия (Старостин, 1979). Выше этой зоны располагается область возникновения сколовых трещин (II) - поверхности действия "τ". Симметрично относительно "штампа" над зоной сколов располагается зона трещин

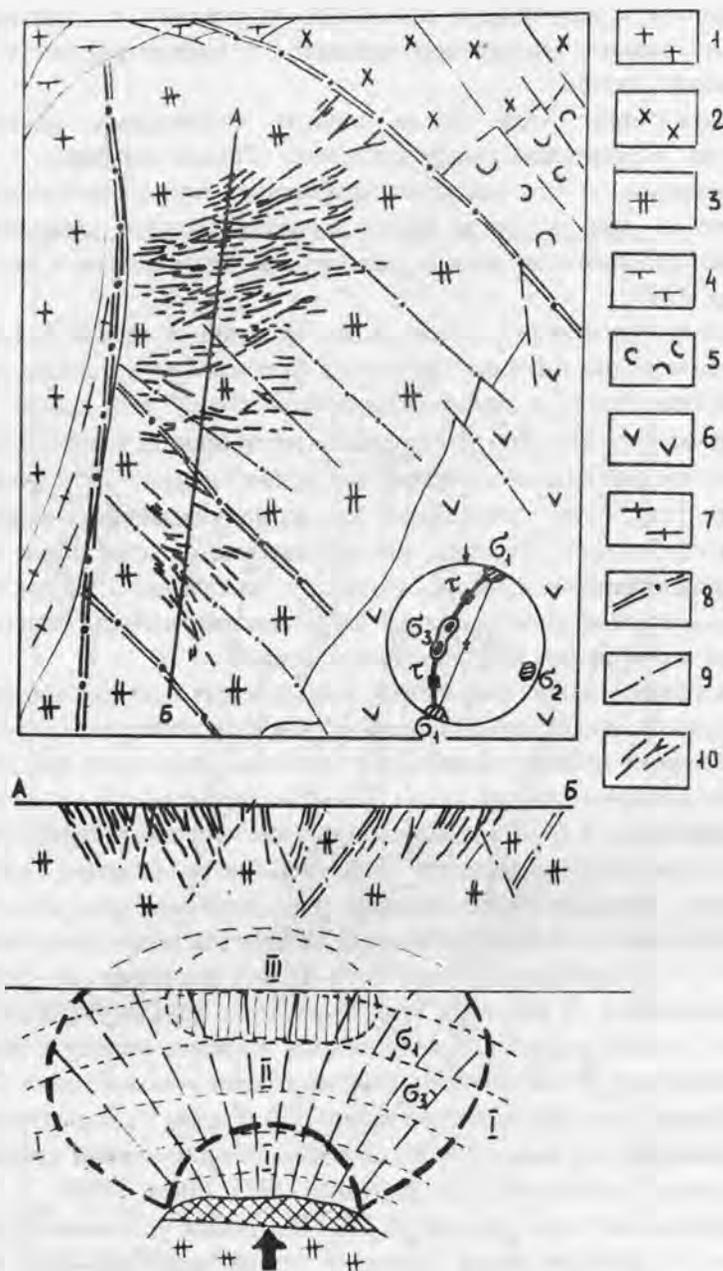


Рис. 113. Распределение кварц-жильных зон на Кочкарском золоторудном месторождении и механизм их образования.

Геологическая схема по (Бородаевский, Черемисин, 1983):

1 – биотитовые двуслюдяные граниты Борисовского массива; 2 – гранодиориты, плагиограниты Коелгинского массива; 3 – плагиограниты Пластовского массива; 4 – гипербазиты серпентинизированные; 5 – эффузивы трахибазальт-андезит-риолитовой формации; 6 – базальты, андезит-базальты и их туфы; 7 – гнейсы и кристаллические сланцы гнейсового блока; 8, 9 – разломы, разграничивающие крупные геологические блоки (8), рудоконтролирующие и рудовмещающие (9); 10 – кварцевые жилы

отрыва (III), которая совпадает с локальным максимумом значений σ_1 . Экспериментальные данные (Дударев, 1975) и геологические наблюдения показывают, что в градиентных полях рудные и петрогенные элементы закономерно перераспределяются и образуют свои зоны обогащения. Так, вольфрам, молибден, мышьяк тяготеют к источникам локального нагревания, т. е. кровле массива, а медь, свинец, цинк, сурьма, висмут перемещаются и концентрируются в удаленных более холодных частях системы.

Подтверждением этой схемы служит структурное распределение даечного комплекса на Березовском месторождении. Гранит-порфиры I цикла выполняют сколовые трещины, на что указывает правильная прямолинейно-плитообразная форма заполняющих их даек и иногда наблюдающееся наличие смещений вдоль них более древних плагиосиенитовых даек с амплитудой до нескольких метров (Бородаевский, Бородаевская, 1947).

Вторую группу структур представляет трещинный каркас, фиксированный дайками двух наиболее молодых циклов – гранит-порфирами II цикла и плагиогранит-порфирами, которые сгруппированы в два расходящихся кверху и к северу пучка (рис. 114). В восточном пучке разломы, при преимущественном простирании СВ 15° , падают к западу; в западном пучке они падают к востоку под углом около $65-70^\circ$, при простирании СВ $5^\circ - СЗ 350^\circ$ (рис. 115). Если продолжить мысленно указанные характерные направления разломов на глубину, то окажется, что пересечение их произойдет в северных участках поля на глубине примерно 2,5-3 км, в южных – на глубине 1,5-2 км; по простиранию они должны соединиться на расстоянии 3,5 км от южной границы описываемого района, т. е. на широте южной границы Шарташского массива.

Состав газовой-жидких включений из кварцевых жил золоторудных месторождений имеет хлоридно-бикарбонатно-натровый состав с увеличением содержания сульфат-иона по мере удаления от кровли массива, что наиболее характерно для включений из ранних золоторудных кварц-шеелитовых жил. Роль бикарбонат-иона увеличивается с глубиной по мере приближения к кровле массива, при этом нарастает количество кальция и магния в составе катионов, сохраняется значительное количество натрия. Золоторудная минерализация, представленная жилами или сериями прожилков типа штокверков, контролируется эндо- и экзоконтактовыми зонами массивов. Золотоносность руд связана в основном с сульфидами (золотосульфидно-кварцевая и золотополисульфидно-кварцевая формации). В объектах этих формаций, локализующихся в эндоконтактовой зоне массива и представленных кварцевыми жилами, наряду с ранними сульфидами (пирит, арсенопирит) установлены турмалин, шеелит и молибденит. Объясняется это тем, что рудные компоненты легко экстрагируются флюидом из магматических и вмещающих пород при температурах выше 400°C , особенно в присутствии хлоридов. Растворимость золота в них может достигать 1 г/л (Рябчиков, 1975; Глюк, 1987).

При понижении температуры до 400°C в новых условиях возросшей диссоциации электролитов и усилившегося ионного взаимодействия начинается высаживание отдельных рудных компонентов (Mo, Be, W, Sn), тогда как остальные переходят в форму достаточно прочных галогенидных комплексов (Колонин, 1977) - высокотемпературная ассоциация. По мере удаления от массива во вмещающие породы эти минералы исчезают, появляются более низкотемпературный пирит, халькопирит, галенит и другие поздние сульфиды, сульфосоли, висмутиды - низкотемпературная поздняя ассоциация. На верхних горизонтах месторождений широко были представлены крупные хрусталеносные гнезда. Интервал развития золоторудных кварцевых жил составляет до 3,5 км от кровли массива (Лайпанов, 1977; Сазонов, 1988). Математические расчеты динамики температурных полей в обрамлении интрузий аллохтонных гранитоидов мощностью порядка 4 км свидетельствуют, что для формирования гидротермальных кварцевых жил с температурой образования $210-330^\circ\text{C}$ существует благоприятная зона в

интервале 1-2,5 км на удалении от кровли магматического очага (Страшненко, 1978). Для месторождений пьезокварца в Верхне-Буреинском районе, формирующихся в скарнах, также характерна удаленность 1,5 - 2 км от кровли гранитного массива. Этим обусловлено широкое развитие хрусталеносной минерализации на золоторудных месторождениях этого типа.

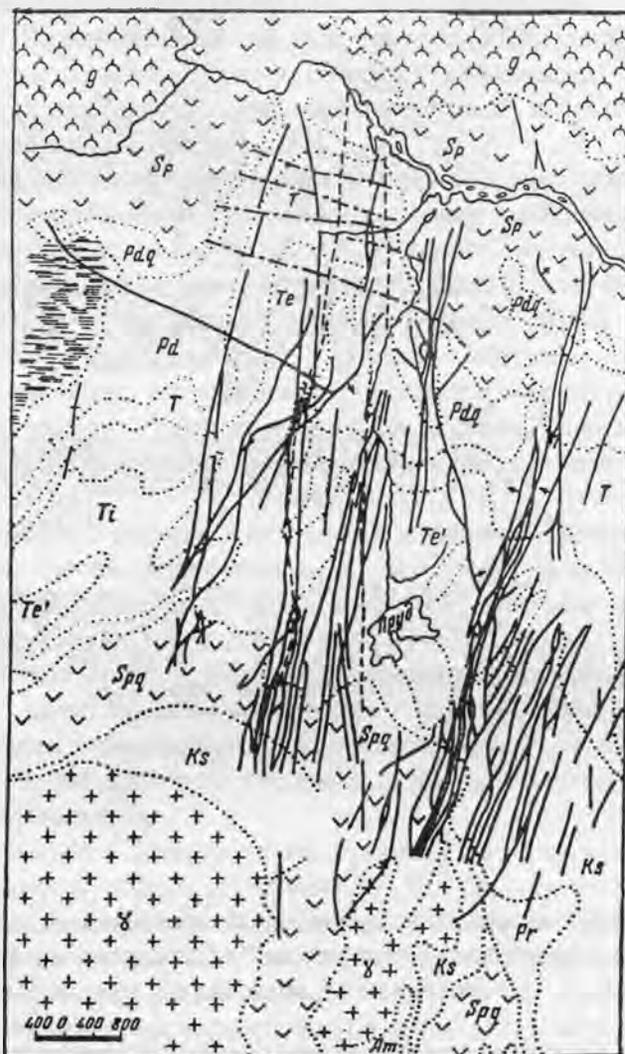


Рис. 114. Схема расположения даек гранит-порфиров II цикла и плагиосиенит-порфиров в пределах Берзовского рудного поля. По (Бородаевский, Бородаевская, 1947):

γ - граниты; Sp - серпентиниты; Pdq - зернистые диабазы; Pd - плотные диабазы; T - туфы основного и среднего состава; Ti - туфы андезитового состава и туфогенно-осадочные сланцы; g - габбро; Spq - серпентиниты окремненные и оталькованные; Ks - кристаллические сланцы и кварциты; Pr - амфибол-биотит-плагиоклазовые роговики; Am - амфиболиты; б - болота. Сплошная линия - дайки плагиогранит-порфиров; пунктир - дайки гранит-порфиров II цикла; пунктир с точкой - древние нарушения

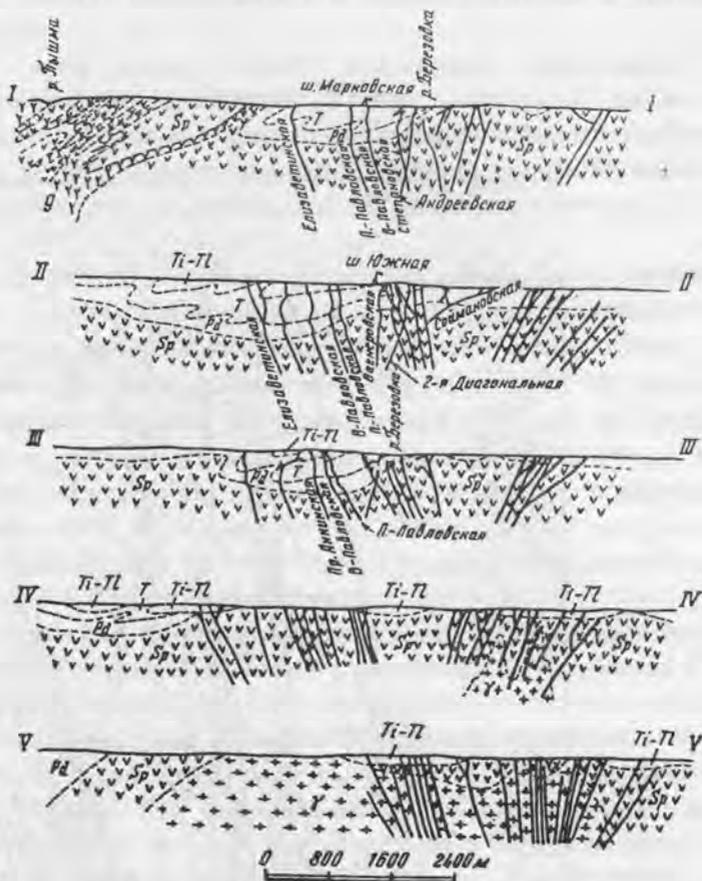


Рис. 115. Геологические разрезы вкrest простирания даек гранит-порфиров II цикла и плагитогранит-порфиров. По (Бородаевский, Бородаевская, 1947):
Условные обозначения см. на рис. 114

МЕСТОРОЖДЕНИЕ НЕВЬЯНСКАЯ СЕРЕДОВИНА (15)

Расположено на Среднем Урале, в 2 км на юг от г. Невьянска Свердловской области. Оно открыто в 1820 г., и с этого времени началась его разработка. Однако последняя велась периодически (1820-1827, 1879-1896 гг.). Такая "неровность" проведения добычи Au была обусловлена: 1) невозможностью справиться имевшимися средствами с водопритоком, 2) вхождением выработок в зону первичных руд, 3) понижением содержания Au с глубиной. В 1911-1912 гг. на месторождении проведены значительные разведочные работы: пройдено 7 буровых скважин, осветивших его геологическое строение до глубины 186 м. В 1911-1917 гг. месторождение снова разрабатывается, но с началом революции и затем гражданской войны работы на нем

приостанавливаются. За все время эксплуатации месторождения количество добытого золота не превысило 5 т.

Наиболее серьезные исследовательские работы проведены на месторождении в 1931-1940 гг., когда была составлена геологическая карта объекта (масштаб 1:2000, Д.С.Штейнберг) и изучен вещественный состав руд (А.И.Александров, В.И.Красников). Во второй половине 70-х гг. в районе месторождения проведены поисковые работы с целью выявления оруденения прожилково-вкрапленного типа. Закончились они выявлением ряда непромышленных зон минерализации в зеленосланцево метаморфизованных эффузивах андезит-базальтового и базальтового составов.

Одним из важных элементов геологического строения месторождения является среднедевонский гранодиоритовый (табл. 28, №1) массив (рис. 116). Последний расположен в 2 км от Верхнеисетского массива гранитоидов и, видимо, является его апофизой. Остальная часть месторождения складывается эффузивами, преимущественно средне-основного состава (порфириты, туфы, иногда туффиты) и известняки; сейчас это можно хорошо наблюдать по шахтным отвалам.

Середовинский массив сложен в центральной части более кислыми породами, чем с периферии. В приконтактовой части гранодиориты имеют гнейсовидную текстуру, В массиве развиты дайки (мощность не более 0,5 м) гранит- и гранодиорит-порфиров, аплитов и жилы гранитных пегматитов. Большая их часть ориентирована согласно с гнейсовидностью массива. Минеральный состав гранодиоритов стандартный: плагиоклаз, микроклин, кварц, биотит, роговая обманка. Из аксессуаров установлен магнетит, ильменит, из вторичных - мусковит, серицит, эпидот, цоизит, хлорит, альбит, кварц, кальцит. Контактный ореол массива проявлен отчетливо и выражен в развитии ороговикования, амфиболизации и перекристаллизации пород кровли.

В районе месторождения развиты площадной и локальный метасоматоз. Продукты первого представлены пропилитизированными (актинолит-эпидотовая и эпидот-хлоритовая минеральные фации) вулканитами, а второго - скарнами и метасоматитами березит-лиственитовой формации.

В вулканитах установлены дайки микрогранитов, гранодиоритов, порфиров, гранит-порфиров, аплитов и пегматитов. Все они, как правило, скарнированы, превращены в кварц-эпидотовые метасоматиты. Нередки случаи, когда на обоих контактах даек с вмещающими породами развились биметасоматиты (обычно березит-лиственитовой формации).

Процесс березитизации середовинских гранитоидов в целом стандартен (см. Сазонов, 1984). Стандартен и химизм ее: вынос Si, Mg, Na, привнос Al, Mn, Ca, K. Остальные элементы неподвижны или близки к таковым. Два обстоятельства, касающиеся околорудных метасоматитов, представляется здесь необходимым отметить. Первое - березиты развиты на месторождении не только по порфиритам, но и по пикритам. Последние содержат хромшпинелид (Сазонов, 1978), который, разлагаясь в условиях течения березитового процесса, служит источником хрома, связываемого в березитах в виде фуксита. Сейчас в отвалах Центральной шахты еще можно видеть глыбы березита, окрашенные пятнисто: часть ее апопорфиритовая - имеет желтовато-серый цвет, а другая часть апопикритовая, имеет окраску от ярко-зеленой до зеленоватой. В порфиритах Cr_2O_3 очень мало (0,003 мас.%). Хром при их березитизации, так же, как и при березитизации гранодиоритов, неподвижен (см. табл. 28). В пикритах же этого компонента практически на два порядка больше. При их березитизации хром частично выносится. Второе обстоятельство - наличие скарнов, развившихся на контакте известняков с андезит-базальтовыми порфиритами. Показано (Сазонов, 1986), что скарны являются более ранними образованиями по сравнению с березитами. Скарны имеют эпидот-гранатовый состав, отличающийся несколько повышенной концентрацией Au. Развитие березитизации-лиственитизации по скарнам приводит к образованию

березитов-лиственитов, промежуточных по химическому составу между типичными березитами по кислым и лиственитами по основным породам.

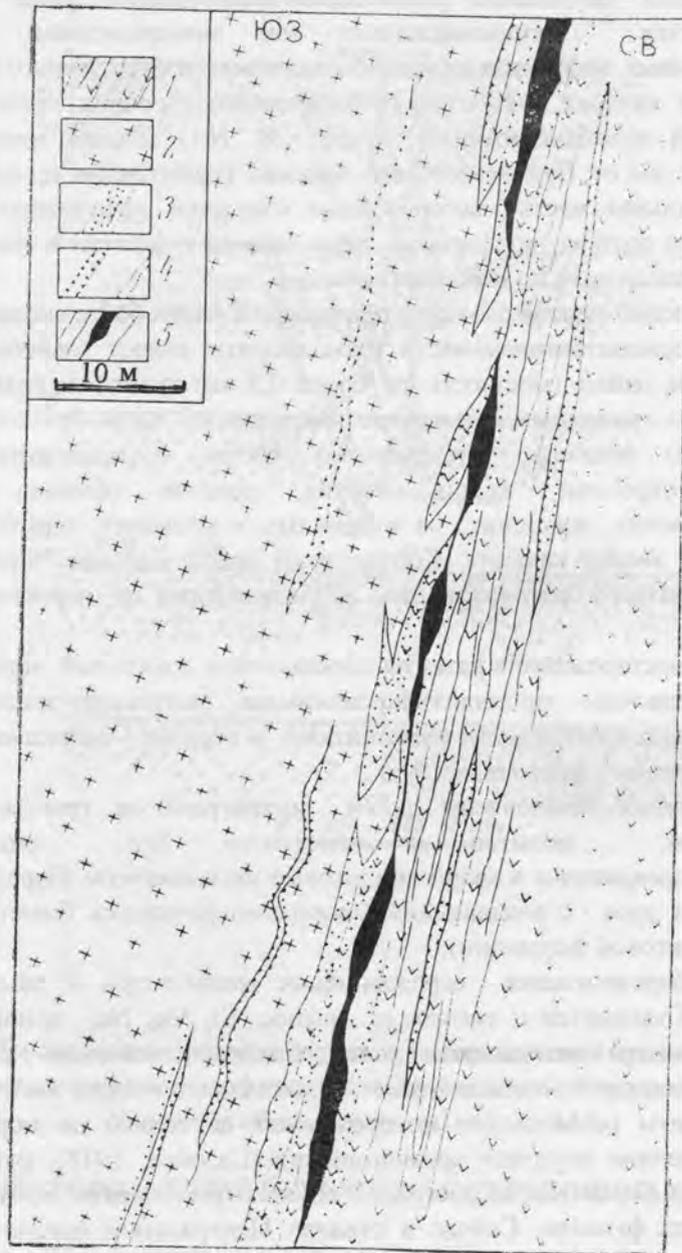


Рис.116. Геологический план Главной рудной зоны месторождения Невьянская Середовина. Виден отчетливый контроль продуктивной кварцевой жилы зоной разлома, образовавшегося на контакте гранодиоритов с андезито-базальтовыми порфиритами.

По (Кутюхин, 1969):

1 - порфириты; 2 - гранодиориты; 3 - скарнированные порфириты; 4 - аплитовые дайки; 5 - рудная жила

Рудное тело (минерализованная кварцевая жила; кстати, руда месторождения отработывалась как флюсовое сырье для медеплавильной промышленности), протягивается на 1260 м. Азимут простирания 300-320°, падение крутое (85-90°) ЮЗ или СВ. Жила контролируется зоной разлома, рассекающей как массив гранодиоритов, так и его породы кровли (см. рис.116).

Таблица 28
Химический и минеральный состав (мас.%) гранодиоритов Невьянская Середовина, метасоматитов, образовавшихся при их березитизации.
По (Сазонов,1984)

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO ₂	66,07	64,44	61,99	61,96	61,01
TiO ₂	0,40	0,45	0,37	0,40	0,38
Al ₂ O ₃	15,69	17,26	18,20	17,65	17,70
Cr ₂ O ₃	0,003	0,003	0,004	0,003	0,003
Fe ₂ O ₃	1,62	1,79	1,38	2,19	1,77
FeO	1,17	1,63	0,99	1,30	1,32
MnO	0,05	0,06	0,06	0,10	0,08
NiO	0,02	0,006	0,002	0,001	0,001
MgO	1,34	1,66	1,14	1,10	2,21
CaO	2,53	2,42	2,40	2,42	3,30
K ₂ O	2,7	3,00	1,99	4,35	5,01
Na ₂ O	4,21	4,40	6,50	2,71	0,38
P ₂ O ₅	0,24	0,23	0,23	0,25	0,23
S	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
H ₂ O ⁺	0,95	1,16	0,74	2,29	2,00
CO ₂	0,22	0,88	2,78	2,31	4,11
Сумма	99,165	99,389	98,776	99,034	99,564
Амфибол	10,0	0	0	0	0
Бiotит+ микроклин	24,3	27,4	0	0	0
Плагноклаз	46,0	47,8	59,6	22,8	0
Серицит	0	0	18,8	42,9	49,8
Кварц	18,7	22,3	12,3	27,2	38,9
Карбонат *)	0,5	2,0	5,7	4,7	8,4

*) Установлены карбонаты: 1,2 - кальцит; 3-5 - кальцит, железистый доломит (4,6 и 8 % FeCO₃ соответственно).

Примечание. 1 - роговообманковый гранодиорит; 2 - биотит-кварц-микроклин-плагноклазовый метасоматит; 3,4 - карбонат-кварц-серицит-альбитовый метасоматит; 5 - кварц-серицитовый с карбонатом метасоматит (березит).

Разлом имеет сколовую природу. Середовинская кварцевая жила, а также серия кварцевых жил более мелких, развитых в породах кровли, образованы по более мелким трещинам скола. На отдельных интервалах она залегает на контакте интрузивных пород с вулканитами. Широко распространены на месторождении послерудные дизъюнктивные нарушения. Но амплитуда смещения по ним незначительная (0,5-1,5 м).

Рудное тело месторождения - это ряд разобщенных между собой сульфидно-кварцевых линзовидных образований, залегающих, как отмечено выше, то в гранодиоритах, то в порфиритах, то на контакте между ними. При общей длине рудного тела в 1260 м оно состоит из собственно жильных интервалов (по 60-110 м) и

пережимков (40-60 м), где проявлен трещинный шов, заполненный глинистым материалом, перетертыми березитами, лиственитами, обломками кварца и пирита. Мощность жил 0,5-2,0 м. Она варьирует, но более устойчива в массивных породах. Формирование продуктивных кварцевых жил было двухстадийным: сначала развился белый безрудный кварц, затем более поздний - серый, минерализованный (рис.117).

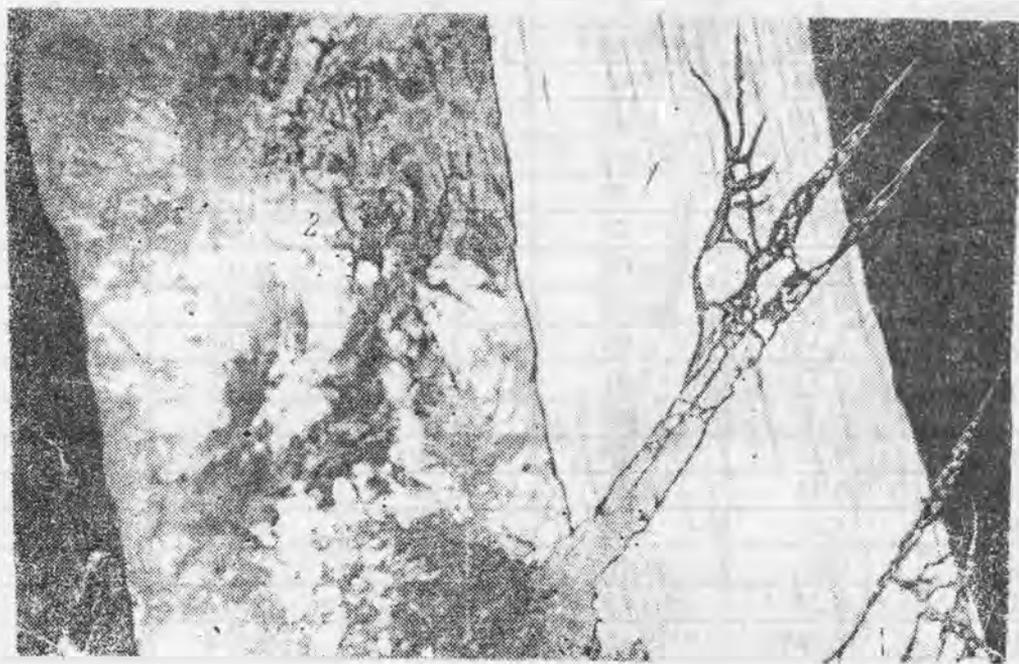


Рис.117. Зарисовка, иллюстрирующая характер строения Середовинской зоны разлома, представленной полигенным кварцем. По (Кутюхин, 1969):
1 - ранний белый безрудный кварц; 2 - поздний рудный кварц, секущий первый

В рудных телах Середовинского месторождения установлено более 50 минералов (табл. 29). По С.Г.Заводчикову (1948), на 90 об. % они состоят из жильных и на 10 из рудных минералов. Количественные соотношения рудных минералов: пирит 80-90, халькопирит 8-12, блеклая руда 2-3, прочие 2-3 об. %. По этому исследователю, в середовинских кварцевых жилах установлены следующие разновидности кварца: 1) мелкозернистый, безрудный грязно-серого цвета, сложенный полигональными зернами с чешуйками серицита; 2) грубокристаллический, серо-белый до молочно-белого, массивный, реже гребенчатый и друзовый, структура неравномерно зернистая, сложен такими же зернами, как и кварц-1, размером от 1 до 10 мм, отмечаются кристаллы в друзовых полостях, этот кварц продуктивен; 3) массивный от молочно- до кремново-белого цвета, отмечаются друзы с горным хрусталем, зерна не превышают 1-2 мм, характерно волнистое угасание; 4) халцедоновидный кварц, выполняющий пустоты и трещины в кварцевых жилах и вмещающих породах, развит в зоне окисления.

Главный рудный минерал кварцевых жил - пирит, встречается в виде неравномерно зернистых скоплений: гнезд, линзочек и сложных прожилков, тяготеющих

к наиболее раздробленным участкам. Часть пирита рассеяна в жилах в виде зерен неправильной формы, кубиков, пентагондодекаэдров и комбинации последнего с октаэдром. Кристаллы иногда достигают 5 см и даже больше. Пирит замещается блеклой рудой, халькопиритом, иногда айкинитом.

Таблица 29

Минералы Главного рудного тела месторождения Невьянская Середовина
По (Заводчиков, 1948)

Жильные		Рудные			
главные	второстепенные	гипогенные		супергенные	
		главные	второстепенные	Главные	второстепенные
Кварц	Халцедон Карбонаты (кальцит, доломит, брейнерит анкерит) Опал Серицит Хлорит Альбит Каолин Барит Нонтронит	Пирит Халько- пирит	Блеклая руда Тетраэдрит Теннантит Гематит Галенит Сфалерит Айкинит Бурнонит Аргентит Молибденит Золото Серебро	Лимонит Гетит Гидро- гетит	Ковеллин Халькозин Борнит Халькантит Малахит Азурит Куприт Хризоколла Мелаконит Базовисмутин Церуссит Золото Охра: свинцовая сурьмяная висмутовая Пироморфит Псиломелан Пиролозит-вад Медь самородная Марказит Глокерит Сера самородная

Выделены 3 генерации пирита (Заводчиков, 1948): 1) мелкозернистый (комбинация куба с пентагондодекаэдром); 2) крупнокристаллический пирит, фиксирующийся в зальбандах кварцевых жил и по трещинам в кварце второй генерации, обычно встречаются в виде кристаллов, отмечается в друзах с величиной кристаллов до 5-6 см (обычно кубы и комбинации его с пентагондодекаэдром и октаэдром); 3) мелкозернистый пирит, представляющий основную массу пирита, образует крупно- и мелкозернистые агрегаты в виде гнезд, линзочек и прожилков в массе кварца-I и II, приуроченных к наиболее раздробленным участкам и пустотам, кристаллы пирита - куб и комбинация его с пентагондодекаэдром и октаэдром, размер кристаллов до 2 мм. Пирит наиболее ранний из рудных минералов. Все рудные минералы, которые приведены в табл. 29, кратко описаны в (Заводчиков, 1948).

СУСАНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ (10)

Расположено в 35 км на юго-запад от г. Алапаевска Свердловской области. Месторождение открыто в 1854 г. ("старые" золотые жилы), разрабатывалось в 1900-1948 гг., глубина отработки не превысила 40 м.

Месторождение представлено серией кварцевых жил, расположенных в Кривчанском массиве гранодиоритов, а также в породах его кровли - в серпентинитах и сланцах кремнисто-глинистого состава, развитых между указанным и Алапаевским серпентинитовым массивами. Наиболее продуктивными были кварцевые жилы четырех участков: 1) жил Боровой и Курьинской, 2) "Старых золотых" жил, 3) жилы Ржаная, 4) жилы Сухоложская (рис. 118).

В середине 60-х гг. (Зайков, 1967) на месторождении были опробованы отвалы старых канав и шурфов. На горизонтальную мощность 37,8 м получено содержание Au в 6,8 г/т. Естественно, что встал вопрос об уровне золотоносности пород. С целью его решения была пройдена канава в 5 м от указанных отвалов. По результатам опробования определилась зона мощностью в 4,2 м со средним содержанием Au 6,7 г/т. Указанная зона представлена углисто-хлорит-серицитовыми и кварц-хлорит-серицитовыми сланцами. Эти данные были подтверждены проходкой буровых скважин. Результаты подтвердились. Кроме того, установлена золотоносность тальк-карбонатных пород (5,4 г/т) в зоне мощностью 4,0 м. Зона минерализации расположена между кварцевой жилой Ржаной и "Старыми" золотыми жилами.

Характеристика основных жил месторождения приведена в табл. 30. Из последней видно, что Сусанские кварцевые жилы являются весьма обычными. Длина их не превышает 650 м, мощность колеблется от первых дециметров обычно до 1-1,5 м, лишь в раздувах она достигает 3 и редко 6 м. Падение жил крутое. Большая их часть падает на восток и юго-восток, меньшая - на юго-запад. Содержание золота в большинстве жил небольшое. Только в двух жилах (Липняжной и Кривчанской 1) среднее содержание золота превышает 10 г/т (составляя соответственно 14-15 и 18 г/т); в остальных жилах существенно меньше (от 1,6 до 3-4 г/т).

Околорудные метасоматиты сусанских кварцевых жил относятся к березит-лиственитовой формации. В ультраосновных породах (серпентинитах Алапаевского массива), а также в сланцах пород кровли Кривчанского массива отмечаются соответственно талькиты и хлоритолиты, которые по сравнению с березитами-лиственитами являются более древними. В указанных сланцах отмечаются монокварцевые микрозернистые кварциты с "теневыми" структурами исходных пород. По мнению В.Н.Сазонова и В.В. Мурзина (1986), эти метасоматиты постберезитовые (оценка сделана по аналогии с Шульгинским месторождением, см. Сазонов, 1975). Кварциты иногда рассекаются прожилками кварц-карбонатного состава мощностью от долей миллиметра до 2 см. Эти прожилки, как и кварциты, которые они рассекают, безрудные. В прожилках очень редко фиксируется по трещинам спайности в карбонате игольчатый пирротин.

Проверка наличия и золотоносности оруденения прожилково-вкрапленного типа выполнена В.И.Ефимовым (1970). Наиболее отчетливо она проявилась в зоне, вскрытой буровой скважиной 2355. Здесь эта зона представлена сланцами хлорит-серицитового состава, участками заметно окварцованными. То есть метасоматические образования зоны принадлежат кварц-серицитовой формации. И, таким образом, на Сусанском месторождении ситуация с золотоносностью такая же, как на месторождении Долгий мыс: те же ранние и поздние метасоматиты, сопоставимый уровень их золотоносности. Кварц ранней генерации кварцевых жил, локализующихся в Старо-Кривчанском массиве, монокристаллический, среднезернистый, серый, полупрозрачный. Он разбит редкими трещинами, по которым образовались сульфиды.

В жилах, среди гранитоидов (Боровая, Кургинская и др.), кварц мелкозернистый (1-5 мм), серый, отдельные зерна прозрачные и дымчатые. Сульфиды в них

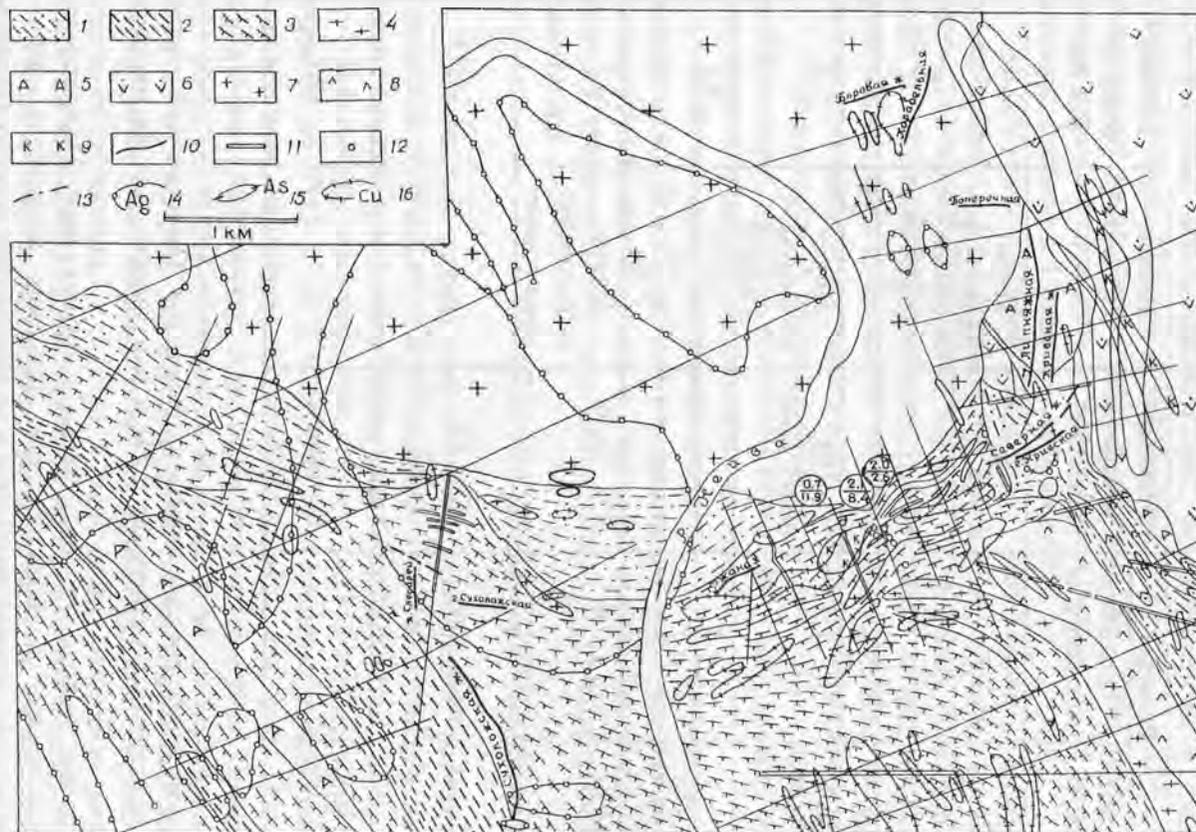


Рис. 118. Характер развития золотоносной кварц-жильной минерализации на Сусанском месторождении золота.

По В.И.Ефимову (1970), с дополнениями:

1 – 6 – кривчанская свита (S – D₁?): 1 – филлитовидные сланцы, 2 – хлоритовые сланцы, 3 – серицит-хлоритовые, хлорит-серицитовые сланцы, 4 – риолиты и их туфы, 5 – амфиболиты, 6 – андезит-базальтовые порфиры и туфы; 7 – плагиогранодиориты; 8 – актинолитовые серпентиниты, иногда оталькованные; 9 – талькиты и тальк-карбонатные породы; 10 – кварцевые жилы (возле жил их названия); 11 – каналы; 12 – скважины; 13 – поисковые линии; 14 – вторичные ореолы серебра; 15, 16 – литогеохимические ореолы: 15 – сурьмы и висмута, 16 – меди; дробные числа в кружке – числитель – содержание золота в г/т, знаменатель – мощность в м

исключительно редки, представлены небольшими (до 1 см) выделениями. Кварц жил Сухоложской-1 (см. табл. 30) - мелкозернистый (до 1 мм), сахаровидный, гранулированный. Цвет его серый. В теле отмечены редкие гнезда сульфидов размером до 3 см. В кварцевых жилах, локализующихся в гранитоидах, основная масса сульфидов представлена пиритом - кристаллы кубической и пентагондодекаэдрической форм. В значительно меньшем количестве отмечен халькопирит. Предельно редко фиксируются выделения антимонита, галенита, сфалерита.

Таблица 30
Характеристика золоторудных жил и зон расланцевания

Название жил и зон	Размеры		Элементы залегания (падения)	Минерализация	Средние содержания Au, г/т
	Протяженность, м	средняя мощность, м			
Липняжная	650	0,5	В, 70-85°	Пирит, Халькопирит	14-15
Кривковская -1	250	0,2-1,0			18
Воробьева	80-85				1,6
Шахты 16	200	0,3			
Полдневая 1	400	0,1-1,0	ЮВ, 60-65, до90°	Пирит, арсенопирит, Галенит	3-4
Сергинская - II		1,3		То же	4,1
Восточная I-III	300-550	0,2		-«-	
Ржаная	350	0,1-0,2		-«-	
Сухоложская-1	500-550	0,7-0,8	ЮЗ, 75-90°	Пирит, халькопирит, арсенопирит	4,5
Серия жил на участке "Старые золотые жилы"	12 жил мощностью до 0,2 м		ЮВ, 65 – 75°		1,7-10,6
Расланцованные минерализованные зоны	14,1 (гл. 11,5-25,6м)		Вертикальное		19,1

. Последний содержит также вроски пирита и теннантита. Отличительная черта минералов - низкая железистость сфалерита (до 0,74) и мышьяковистость антимонита (до 0,11 мас. %).

Наиболее продуктивны жилы: группа "старых" золотых жил (Полдневская, Кривковская, Северная и др.) и жила Ржаная. Для них характерна пирит-арсенопиритовая минерализация, которая отмечается и во вмещающих породах (углисто-кремнисто-глинистые, серицит-хлорит-углистые и др. сланцы). Рудные минералы фиксируются главным образом в трещинках в сером и реже молочно-белом кварце. В этой зоне отмечаются реликты березитов-лиственитов, а также выделения серицита и хлорита.

Наиболее распространенные минералы "старых" золотых жил и жилы Ржаной - пирит и арсенопирит. Отмечены сростки арсенопирита и пирротина. Он часто ассоциирует с пиритом, нередко корродируя его. По данным В.В. Мурзина (1986), сусанский арсенопирит характеризуется повышенной мышьяковистостью -

свидетельство повышение температуры кристаллизации. По В.В.Мурзину же, отложение сульфидов на месторождении произошло в такой последовательности: крупный пирит-арсенопирит, пирротин-халькопирит, сфалерит, галенит, блеклая руда, золото-микрпрожилки позднего пирита.

Золото встречается часто, но, как правило, мелкое (частицы до 0,1 мм). Чаще всего оно присутствует в зернах и кристаллах пирита, реже отмечается в халькопирите. Иногда золото фиксируется в сростках с галенитом и блеклой рудой в нерудной массе жил.

По жиле Полдневая-1 изучена пробность золота - 912-934. Причем она иногда выше в золотилах из кварца по сравнению с пробностью золотинок из арсенопирита и секущих его прожилков. В Сухоложской-1 кварцевой жиле набор сульфидов промежуточный между таковым жил, локализующихся в гранитоидах и в породах сланцевой толщи. Обычно в ней фиксируется только кристаллы пирита (до 1 см) с включениями халькопирита, сфалерита, галенита. Очень редко обнаруживаются зерна маложелезистого сфалерита с включениями мелких (0,05 мм) зерен арсенопирита, антимонита и золота. Пробность последнего 940.

В.В.Мурзин (1986) полагает, что жила Сухоложская-1, имеющая субмеридиональное простирание, в связи с воздействием метаморфизма, связанного с Мурзинско-Адуйским массивом нормальных гранитов, трансформирована. В частности, кварц жилы сильно деформирован, гранулирован, из него отогнана ртуть и, возможно, существенная часть мышьяка. Об этом же, по его мнению, свидетельствует очень низкая железистость сфалерита и наиболее высокая для месторождения пробность золота (940).

Незначительная глубина отработки жил (как правило, не более 40 м) месторождения, наличие оруденения прожилково-вкрапленного типа дают основание для положительной оценки перспектив его по золоту.

Из приведенных материалов очевидно, что месторождение является полигенным и полихронным. Ранняя золотая минерализация имеет среднедевонский возраст (как на месторождении Долгий мыс), а поздняя - раннекаменноугольная - стандартный для объектов кварц-жильного типа, сопряженных с тоналит-гранодиоритовой формацией гранитоидов.

БЛАГОДАТНОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ (19)

Благодатное рудное поле включает Благодатное месторождение (рудники I-V, Свинцовый и Медный) золотосульфидно-кварцевого типа, а также 8 рудопроявлений шеелит-кварцевого и 2- молибденит-кварцевого типов (рис. 119).

Благодатное месторождение открыто в 1814 г. Оно разрабатывалось со времени открытия до 1913 г. и в 1932-1966 гг. Основные эксплуатационные работы были сосредоточены на втором и третьем рудниках (см. рис. 119). До 1878 г. рудники принадлежали государству, затем перешли в частные руки. До начала XX века освоение месторождения велось медленными темпами: за 86 лет глубина отработки не превысила 50-60 м. В 1905-1910 гг. месторождение эксплуатировалась интенсивно - основные объемы работ были сосредоточены на первом руднике. Однако с 1911 г. постепенно начали сворачиваться, и к 1914 г. они были полностью ликвидированы. Глубина отработки достигла 213 м (на первом руднике), а ствола капитальной шахты - 252 м.

Благодатное месторождение располагается в габбро-пироксенитовом массиве. Последний с востока граничит с кремнистыми сланцами и диабазовыми порфиритами, а на западе он прорывается Кедровским массивом адамеллитов, который в плане имеет округлую форму (диаметр 3-4 км). По данным гравиметровой съемки (Ниренштейн и др., 1964), он представлен асимметричным доломитом: мощность массива возрастает к северо-востоку. Примерно на глубине 2 км от современной поверхности массив выклинивается. Среди пород, слагающих Кедровский массив, существенно преобладают биотитовые адамеллиты.

Благодатный габбро-пироксенитовый массив, по данным Д.С.Штейнберга (1948), имеет гиганто-полосатое строение: в полосах чередуются габбро и пироксениты. В

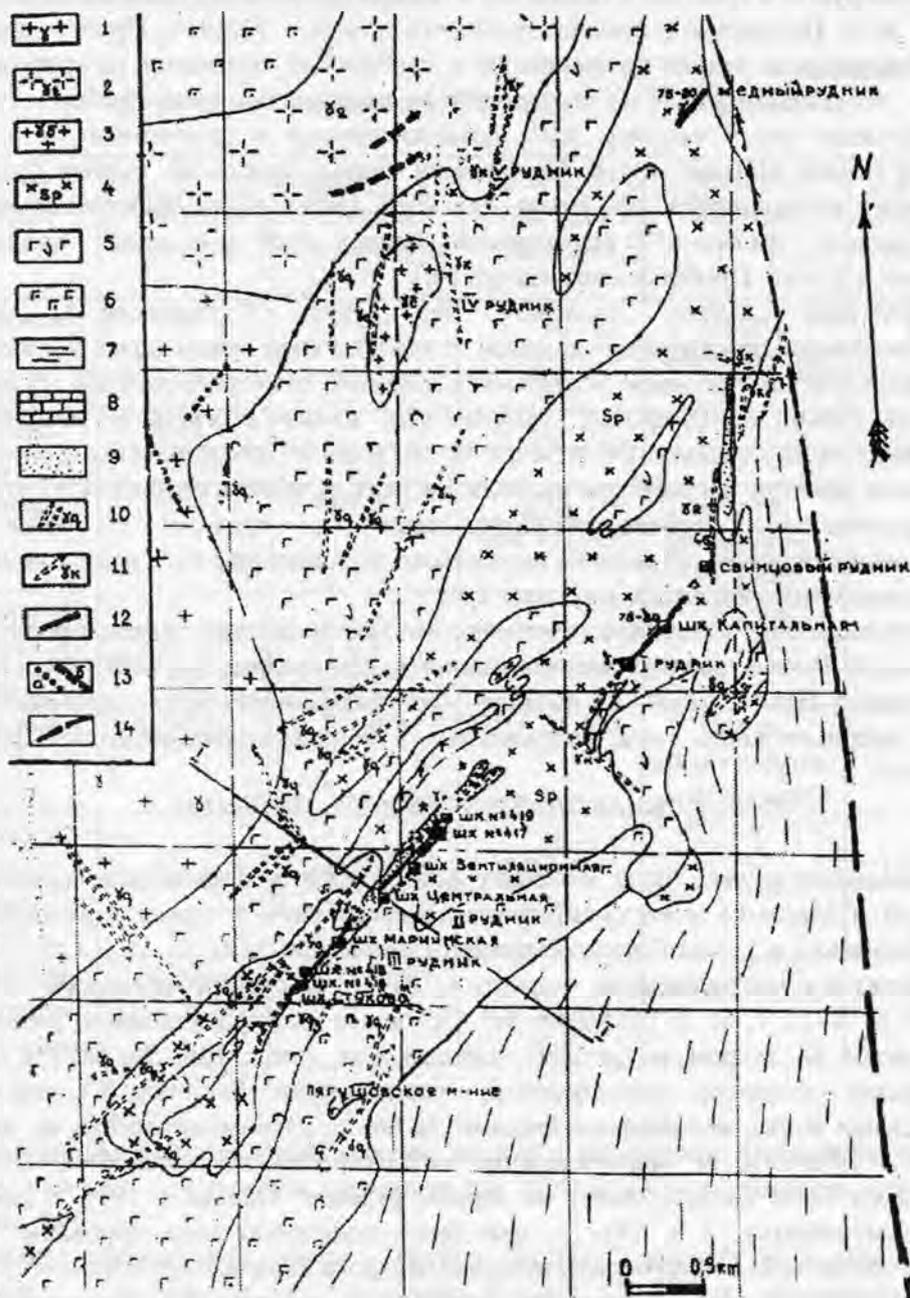


Рис. 119. Геологическая карта Благодатного рудного поля По (Самарцев и др., 1976) с изменениями и незначительными дополнениями:

1 - адамеллиты, граниты; 2 - плагиограниты; 3 - гранодиориты; 4 - пироксениты и серпентиниты по ним; 5 - габбро, реже диориты; 6 - диабазы и диабазовые порфиры; 7 - кремнистые сланцы; 8 - известняки; 9 - зоны тектонического расщепления; 10 - дайки гранит-порфиров; 11 - дайки плагиогранит-порфиров; 12 - кварцевые жилы; 13 - кварцевые жилы с шеелитом (а) и молибденитом (б); 14 - разломы

западной части массива (рис.119) появляются габбро и диориты, а также кварцевые диориты и плагиограниты. В контакте с кедровскими адамеллитами плагиограниты перекристаллизованы, а диориты, габбро и пироксениты амфиболитизированы. Габбро-пироксенитовый и адамеллитовый массивы пересекаются множеством даек, которые по возрасту подразделяются на две группы: более ранние дайки, связанные с габбро-пироксенитами, диоритовые порфиры, габбро-пегматиты и риолиты, более поздние дайки относятся к жильной серии адамеллитов и представлены гранит- и плагиогранит-порфирами и лампрофирами. Заметим, что некоторые исследователи дайки второй возрастной группы относят к самостоятельным малым интрузиям (более подробно этот вопрос обсуждается нами ниже при описании Березовского рудного поля). Наиболее распространенными на Благодатном месторождении являются дайки гранит-порфиров. Их мощность достигает 20-30 м, длина 2-3 км. Плагиогранит-порфиры представлены единичными дайками, развитыми на II-IV рудниках. Лампрофиры отмечены только в пределах рудной зоны Благодатного месторождения (см. рис. 120). Они представлены слепыми телами, имеющими мощность 1-2 м и протяженность 100-200 м. Последовательность формирования пород, развитых непосредственно на месторождении: пироксениты, габбро, габбро-диориты, плагиограниты. По данным В.А.Ниренштейна и др. (1964), корневая часть габбро-пироксенитового массива падает к северо-востоку.

S-образная форма Благодатного и Пышминско-Березовского габбро-ультрабазитовых массивов (см. рис. 119) близка к конфигурации трещин отрыва, образовавшихся при сдвиговых деформациях. На основе этого с учетом элементов внутренней тектоники массивов, а также широкого распространения сдвиговых деформаций вдоль Мурзинского и Верхисетского разломов при коллизионных процессах можно полагать, что указанные массивы фиксируют "гигантские" трещины отрыва, возникшие при сдвигах по этим разломам. Очевидно, это же привело к формированию складок северо-восточного простирания в районе Благодатного месторождения. Причина сдвигов - косо направленная (с юго-востока на северо-запад) коллизия.

Рудные зоны, вскрытые на рудниках I-III, контролируются продольными трещинами (азимут простирания 30-40°, падение вертикальное). Кедровское шеелит-кварцевое рудопроявление приурочено к поперечным (азимут простирания от 290-300 до 300-340°, падение вертикальное). Из двух диагональных систем трещин одна (азимут простирания 350-10°) безрудная, а другая (60-70°) - контролирует лишь мелкие проявления.

Рудоносная зона Благодатного месторождения протягивается по азимуту 35-40° на 6 км. Она представлена зоной интенсивного расланцевания, мощность которой в центральной части достигает 80 м (минимальная ее величина 1-2 м). Угол падения сланцеватости 70-90°. В пределах зоны выделяются: линзы массивных пород (пироксенитов, габбро, гранодиоритов); милониты, иногда актинолитовые сланцы; продукты метасоматоза - хлоритолиты, тальк-хлоритовые, тальк-карбонатные сланцы; дайки гранит-, плагиогранит-, гранодиорит-порфиров и лампрофиров; березиты-листвениты; кварц-сульфидные жилы, иногда с турмалином и карбонатом. Соотношения между указанными образованиями хорошо видны на рис. 119 и 120. Важным элементом рудоносной зоны являются дайки, как правило, контролирующие в пространстве (см. рис. 120). Д.С.Штейнбергом показано, что дайки, локализующиеся в этой зоне, моложе сланцеватости. Этот факт подтвержден в ряде других мест Екатеринбургья (Сазонов, 1975). Отметим, что в Кедровском массиве адамеллитов дайки также развиты - это микрограниты, аляскиты, пегматиты.

В.Н.Сазоновым (1977) изучена биметасоматическая березитизация-лиственитизация, развившаяся на контакте гранодиорит-порфиров с антигоритовыми серпентинитами. Длина ореолов биметасоматических преобразований колеблется от первых метров до 200-300 м, мощность от 0,1 до 6 м, иногда достигает 1-1,5 м. Мощность апоультрабазитовой части колонки всегда больше, чем у апогранитоидной ее части. Соотношение мощностей варьирует в пределах 0,55-0,75. Граница между ультрабазитовыми и апогранитоидными метасоматитами проводится уверенно, так как

Скв. 3 - 1

Шх. Центральная

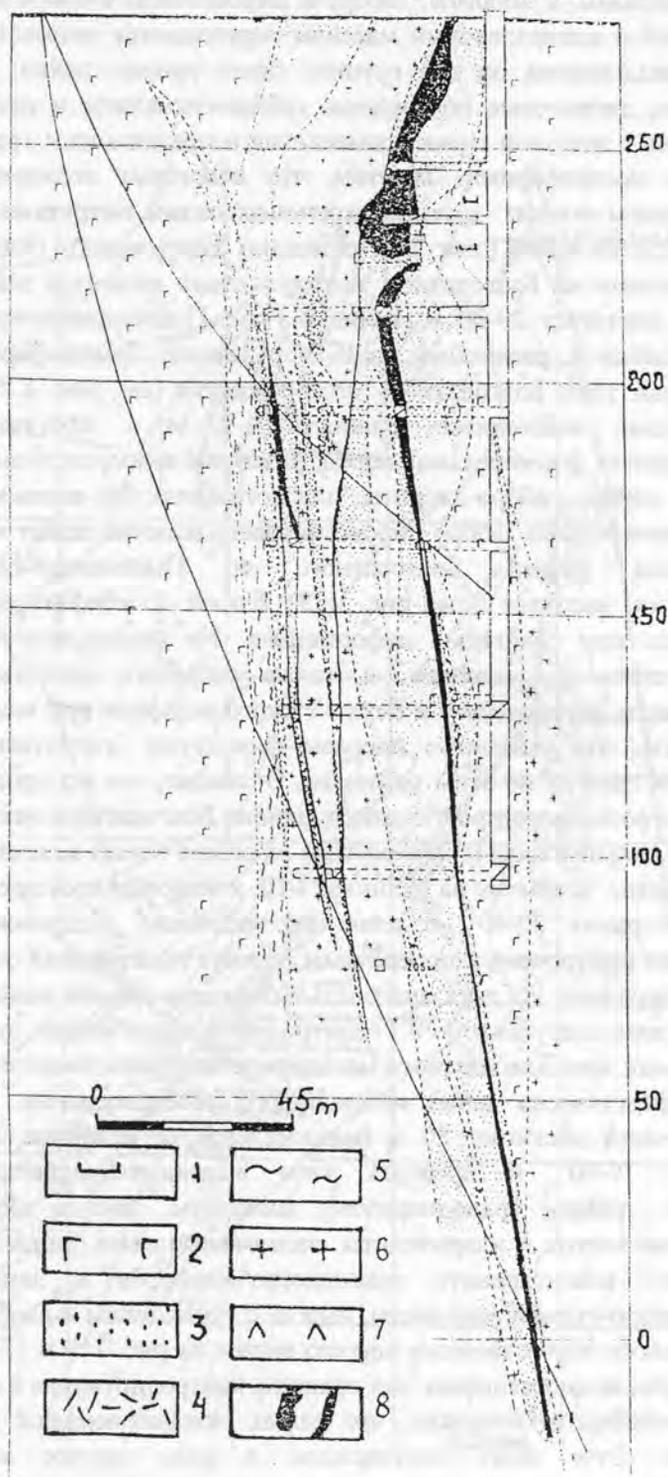


Рис. 120. Взаимоотношения пород дайкового комплекса с кварцевыми жилами и сопутствующими им березитами-лиственитами. Благодатное рудное поле.

По (Самарцев и др., 1976):

1 - серпентиниты; 2 - габбро; 3 - листвениты; 4 - существенно тальк-карбонатные породы; 5 - метасоматиты хлоритового и хлорит-карбонатного составов; 6,7 - дайки плагиогранит-порфиров (6) и лампрофиров (7); 8 - кварцевые жилы

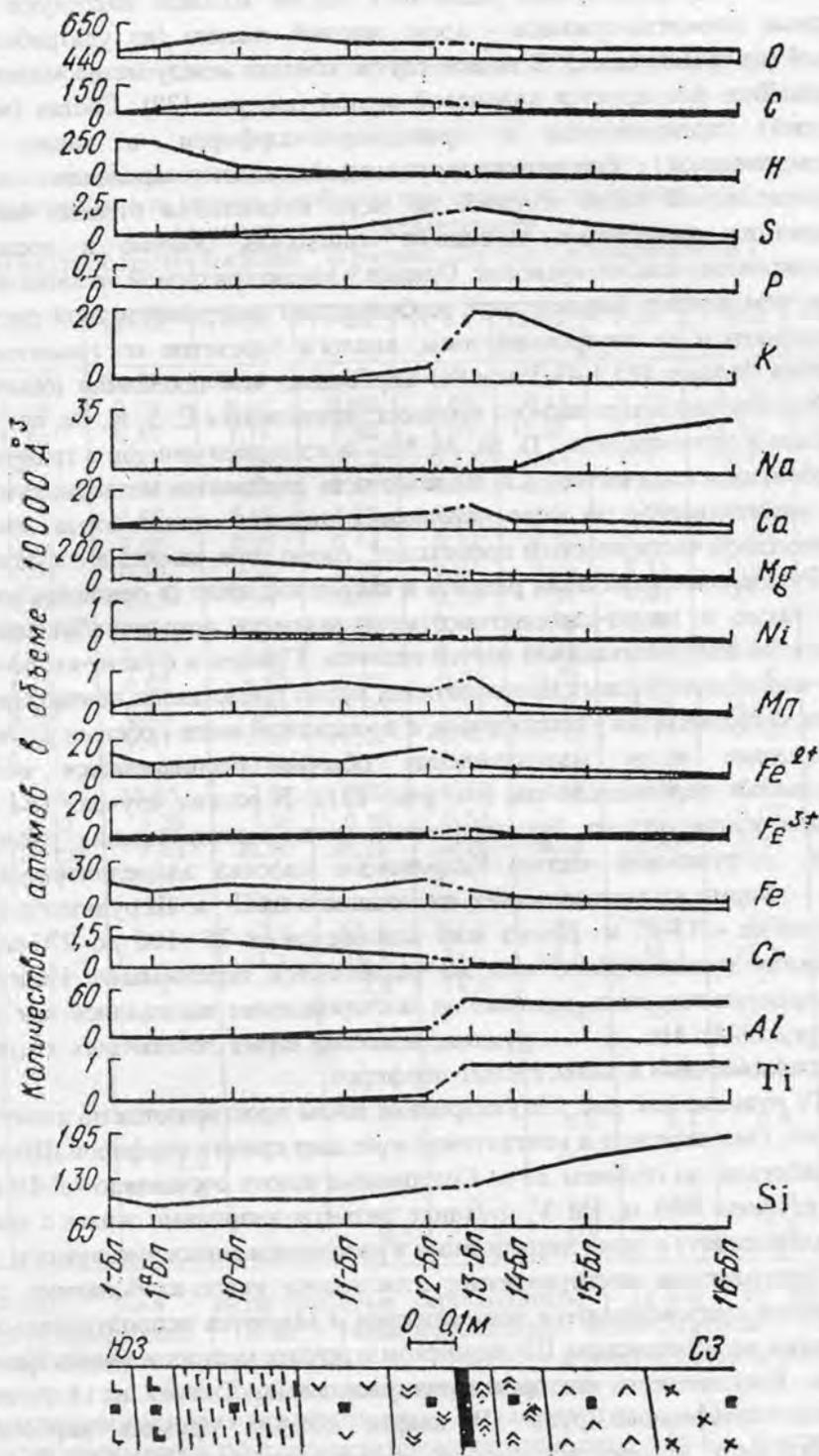


Рис. 121. Метасоматическая зональность, возникшая при развитии березитизации-лиственитизации на контакте серпентинитов и гранодиорит-порфиров Благодатного месторождения и миграция вещества в этом процессе. По (Сазонов, 1977).
 Наименование пород, представленных образцами 1-Бл – 16-Бл, см. в табл. 32

метасоматиты внутренних зон различных частей колонки наследуют от эдуктов их характерные элементы-примеси - хром, магний, железо (из ультрабазитов), титан и алюминий (из гранитоидов). В нашем случае контакт между метасоматитами различных частей колонки фиксируется кварцевой жилой (см. рис.120). Состав (минеральный и химический) серпентинитов и гранодиорит-порфиров, а также продуктов их биметасоматической березитизации-лиственнитизации приведен в табл. 31. В апогранитоидной части колонки по мере возрастания степени метасоматической трансформации происходит замещение минералов, обычно в последовательности: биотит-микроклин-альбит-мусковит. Однако в характеризуемой колонке микроклин более устойчив, чем альбит. Характерной особенностью апогранитоидной части является то, что метасоматиты ее внутренней зоны, аналоги березитов по гранитоидам, содержат значительно больше (23,1-49,5 мас.%) карбоната, чем последние (обычно не более 5 мас.%). Химизм рассматриваемого процесса: привносятся С, S, К, Са, Мп, мигрируют из гранитоидов в серпентиниты Ti, Si, Al, Na и из серпентинитов в гранитоиды - Mg, Fe, Ni и в небольшом количестве - Cr. Железистость карбонатов метасоматитов обеих частей колонки увеличивается по мере нарастания степени метасоматоза (см. табл. 31). В апогранитоидной части колонки происходит, кроме того, замена в составе карбоната Са на Mg. Рудная минерализация развита в кварцевой жиле (в основном пирит и блеклая руда), а также в кварц-карбонатных метасоматитах апоультрабазитовой и во всех метасоматитах апогранитоидной частей колонки. Причем в фуксит-кварц-карбонатных и карбонат-кварц-серицитовых метасоматитах пирит представлен пентагондодекаэдрами, в остальных метасоматитах - гексаэдрами, а в кварцевой жиле - обеими разновидностями.

Кварцевые жилы месторождения обычно располагаются вблизи даек и прослеживаются параллельно им (см. рис. 121). В редких случаях (см. рис. 121) эти образования контактируют. Все кварцевые жилы месторождения располагаются над восточной, погруженной частью Кедровского массива адамеллитов (Ниренштейн и др., 1964). Форма жил линзовидная, их мощность на II и III рудниках достигает 4,5 м, а на I руднике - 13-15 м. Длина жил колеблется от 75 -100 до 270 м. Рудные тела располагаются кулисообразно или же разделяются пережимами. Иногда отмечаются группы параллельных жил, которые на месторождении выделялись как жильные зоны (Штейнберг, 1948). На I руднике известна серия лестничных кварц-галенитовых жил, расположенных в дайке гранит-порфиров.

На IV руднике (см. рис. 119) кварцевые жилы простираются по азимуту 55°, падают вертикально. Они залегают в контактовой зоне даек гранит-порфиров (Штейнберг, 1948). Жилы отработаны до глубины 24 м. Содержание золота составляло 4,5-10 г/т. Разведаны жилы до глубины 106 м. На V руднике развиты кварцевые жилы с минерализацией (пирит, халькопирит) и зоны пиритизации в рассланцованных змеевиках и диоритах.

На Благодатном месторождении отмечаются кварц-карбонатные с турмалином жилы, которые сопровождаются лиственитами и являются непродуктивными. Подобные жилы развиты на Березовском, Шульгинском и других месторождениях Екатеринбургя.

Руды Благодатного месторождения кварцевые. Только на I руднике вскрыты существенно сульфидные руды. В кварце обычна примесь карбоната доломит-анкеритового ряда, количество которого иногда достигает 40 об.%. Среди сульфидов количественно преобладает пирит. За ним следует сурьмяно-мышьяковая блеклая руда.

Кроме того, встречаются галенит, халькопирит, иногда сфалерит (I рудник). В качестве редкой примеси отмечается айкинит. Под микроскопом Д.С.Штейнбергом были встречены пирротин, гессит, алтаит, самородный висмут. Вторичные минералы - лимонит, азурит, малахит, хризоколла, халькозин, борнит, аргентит, самородные золото, медь и серебро. Сульфиды в жилах располагаются параллельно зальбандам. Жилки сульфидов иногда выходят из кварцевых жил в боковые породы. Самородное золото представлено на месторождении только микроскопической разностью. Его мельчайшие зерна фиксируются преимущественно в блеклой руде и теллуридах. Пробность золота

Изменение химического (мас.%) и минерального (мас.%) составов
серпентинитов и гранит-порфиров при развитии на их контакте
безитизации-лиственитизации.

Благодатнос месторождение, II рудник. По В.Н.Сазонову (1978)

Компонент , минерал	1-Бл	1а-Бл	10-Бл	11-Бл	12-Бл	13-Бл	14-Бл	15-Бл	16-Бл
SiO ₂	39,97	34,87	35,54	35,89	39,84	48,20	64,97	65,74	68,66
TiO ₂	0,03	0,02	0,02	0,06	0,09	0,43	0,43	0,43	0,43
Al ₂ O ₃	0,80	0,80	1,17	1,30	4,05	15,68	14,91	14,62	14,98
Cr ₂ O ₃	0,63	0,62	0,45	0,33	0,22	0,04	0,01	0,01	0,01
Fe ₂ O ₃	2,46	1,77	1,71	0,69	0,38	2,79	1,22	1,23	0,92
FeO	4,62	2,99	5,06	4,90	6,50	2,12	1,86	1,49	1,37
Fe	0,00	0,00	0,00	0,14	0,22	0,36	0,23	0,15	0,06
MnO	0,10	0,20	0,20	0,30	0,24	0,38	0,16	0,05	0,03
NiO	0,13	0,13	0,09	0,09	0,09	0,01	0,01	0,01	0,01
MgO	38,45	38,54	32,81	24,98	18,61	5,99	2,05	1,53	1,09
CaO	0,55	2,01	2,11	2,83	3,41	4,72	2,52	2,52	2,18
Na ₂ O	0,04	0,09	0,02	0,02	0,02	0,38	0,64	4,20	4,08
K ₂ O	0,02	0,04	0,04	0,60	1,51	5,39	5,24	3,64	3,63
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,15	0,15	0,18	0,18
S	-	Следы	0,01	0,16	0,25	0,41	0,26	0,17	0,07
H ₂ O*	11,98	10,65	2,04	0,22	0,56	2,16	1,79	0,45	0,90
H ₂ O*	0,30	0,20	0,06	0,10	0,04	-	0,07	0,07	0,32
CO ₂	Следы	7,03	20,06	28,21	23,10	10,33	3,85	3,41	0,17
Антигорит	96,1	84,1	-	-	-	-	-	-	-
Тальк	-	12,9	46,3	-	-	-	-	-	-
Карбонат	-	-	43,2	60,8	51,0	23,1	8,8	7,9	0,4
Кварц	-	-	7,1	33,8	34,2	29,0	38,4	25,5	25,5
Фуцит	-	-	-	3,4	14,0	-	-	-	-
Мусковит	-	-	-	-	-	46,4	33,6	12,3	-
Альбит	-	-	-	-	-	-	5,0	39,5	38,6
Микроклин	-	-	-	-	-	-	13,0	13,8	14,5
: Биотит	-	-	-	-	-	-	-	-	20,4
Апатит	-	-	-	-	-	0,4	0,4	0,4	0,4
Хромит	2,0	2,0	1,2	0,7	-	-	-	-	-
Магнетит	1,9	1,0	2,2	1,0	-	-	-	-	-
Рутил	-	-	-	-	0,2	0,3	0,3	0,3	0,1
Пирит	-	-	-	0,3	0,1	0,8	0,5	0,3	0,1

Примечание. 1-Бл - антигритовые серпентиниты; 1а-Бл - то же, но карбонатизированные; 10-Бл - тальк-карбонатные метасоматиты; 11-Бл - кварц-карбонатные метасоматиты; 12-Бл - фуцит-кварц-карбонатные метасоматиты; 13-Бл - карбонат-кварц-мусковитовые метасоматиты; 14-Бл - карбонат-кварц-мусковит-микроклиновые метасоматиты; 15-Бл - карбонат-кварц-мусковит-микроклин-алагоклазовые метасоматиты; 16-Бл - биотитовые гранодиорит-порфиры. Расположение образцов в метасоматической колонке см. на рис. 44.

Fe - количество железа, связанного с серой в пирите, в остальных таблицах то же. Состав карбонатов в метасоматитах колонки см. в работе В.Н.Сазонова (1977).

колеблется в пределах 750-900. По данным И.Т.Самарцева и др. (1976), она минимальна на I руднике, а на остальных примерно одинакова.

Сульфиды руд Благодатного месторождения золотоносны, но в различной степени. Так, в мелкозернистом пирите содержание металла достигает 195,7 г/т, а в крупнозернистом лишь 25,6 г/т. В пирите IV рудника количество не превышает 10-12 г/т. Очевидно, можно говорить о тенденции к понижению рассматриваемого параметра в пределах месторождения в направлении с севера на юг. В блеклой руде содержание золота варьирует в пределах 11,2-79,0 г/т. В таких минералах, как халькопирит, сфалерит, галенит, золото концентрируется в сопоставимых количествах (от первых граммов в тонне до 8-14 г/т).

И.Т.Самарцев и др. (1976) для Благодатного поля выделили следующие в разной мере продуктивные минеральные ассоциации: анкерит-кварцевую, пирит-блеклорудную, пирит-галенит-сфалерит-халькопиритовую (полиметаллическую) и сульфатную. Первая ассоциация установлена во всех кварцевых жилах рудного поля, включая шеелит- и молибденитсодержащие их разности. Вторая и третья ассоциации развиты только в восточной части Благодатного месторождения (I-III, Свинцовый и Медный рудники). Сульфатная ассоциация (представлена гипсом и ангидритом) встречена в керне разведочной буровой скважины на глубине 280 м (пройдена на II руднике). В южной части Благодатного месторождения из сульфидов развит пирит. При продвижении на северо-восток наряду с пиритом появляются халькопирит (II и III рудники), галенит и сфалерит (I рудник), затем галенит (Свинцовый рудник). Наконец, в северной части (Медный рудник) халькопирит начинает преобладать над другими сульфидами. Наиболее продуктивными оказались те кварцевые жилы, в которых получила существенное развитие полиметаллическая минеральная ассоциация.

Очевидно, формирование кварцевых жил Благодатного поля происходило в едином тепловом поле, наведенном Кедровской адамеллитовой интрузией. Это в какой-то мере подтверждается данными термобарогеохимического исследования кварцев из кварцевых жил различных частей рудного поля. Жилы с шеелитом, локализующиеся в названном массиве, возникли при $T=390-430$ °C и $P=1,9-2,2$ кбар, жилы с молибденитом, располагающиеся в восточном экзоконтакте того же массива, при $T=370-300$ °C и $P=1,8-1,9$ кбар, наконец жилы Благодатных рудников, располагающиеся, что подчеркивалось выше, над корневой частью тела адамеллитов, - при $T=270-380$ °C (по И.Т.Самарцеву и др., 1976) и $P=1,3-1,8$ кбар. Заметим, что на глубоких горизонтах Благодатного месторождения появился шеелит (данные той же работы). Рудная зональность хорошо коррелируется с таковой метасоматитов. В Кедровском массиве кварцевые жилы иногда содержат калишпат и сопровождаются гумбеитами (Спиридонов и др., 1996). В молибденит-кварцевых жилах, развитых в экзоконтакте этого массива, околорудные метасоматиты представлены также гумбеитами, но в них довольно много мусковита и больше доломит-анкерита в сравнении с кедровскими гумбеитами.

Перспективы Благодатного рудного поля по золоту ограниченные. Во-первых, выявление новых кварцевых продуктивных жил маловероятно, так как степень опосредованности его значительная. Незначительны они и на глубину: содержание золота с глубиной в целом падает, на глубоких горизонтах появился шеелит и, кроме того, с глубины 280 м - непродуктивная сульфатная минеральная ассоциация. Значение последней как отрицательного фактора золото кварц-жильного типа показано на ряде месторождений И.И.Самарцевым и другими исследователями. И хотя кварцевые жилы Благодатного месторождения прослежены глубже, чем на 300 м, указанные данные не позволяют оценивать положительно их перспективы.

БЕРЕЗОВСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ (20)

Березовское рудное поле расположено в 12 км на северо-восток от г. Екатеринбурга (см. рис. 2). Оно является крупнейшим на Урале собственно золоторудным объектом. Ввод его в эксплуатацию (1748 г.) определил начало золотой промышленности региона, да и Российского государства в целом. Практически до конца 50-х гг. XX столетия Березовское рудное поле было крупнейшим по запасам золота в бывшем СССР. К настоящему времени в восточной части страны открыт ряд новых крупных золоторудных месторождений. Два региона - Восточная Сибирь и Дальний Восток - превосходят Урал по количеству и масштабности собственно золоторудных объектов. Однако и сегодня роль Березовского рудного поля в минерально-сырьевом балансе золотой промышленности заметна. Березовское месторождение на сегодня обрабатывается на горизонте до 520 м. В значительной мере разведан горизонт 750 м. Структурным бурением установлено, что в центральной и северной частях месторождения оруденение прослеживается до глубины 1 - 1,2 км. К сожалению, сейчас в условиях проводимой в стране экономической политики Березовский рудник вынужден свертывать горное производство. В условиях непрерывного роста цен на материальные и топливно-энергетические ресурсы при монополии государства на золото он оказался на грани банкротства.

Березовское рудное поле широко известно в мире. Оно рассматривается как классический золоторудный объект кварц-жильного типа во всех курсах полезных ископаемых практически во всем мире, а также в различного рода сводках и обобщениях по золоторудным объектам (Boyle, 1979).

Современные представления о геологическом строении Березовского рудного поля, его дайках гранитоид-порфиров, его зональности, рудах и сопряженных с ними метасоматитах сложилось на базе материалов, полученных Н.И. и М.Б.Бородаевскими, П.И.Кутюхиным, Б.В.Чесноковым, И.Т.Самарцевым, В.Н.Сазоновым, В.Ф.Казимирским, Н.Н.Котыбаевой, Х.Х.Лайпановым, В.В.Бабенко, В.М.Алепиным и др.

Березовское месторождение представлено крупной серией даек гранитоид-порфиров, имеющих преимущественно субмеридиональное и северо-восточное, реже субширотное простирание (рис. 122). Большая часть даек имеет крутое (до вертикального) падение. Дайки по большей части березитизированы, вмещают "лестничные" кварцевые жилы, ориентированные по нормали к зальбандам даек. Кроме лестничных, на месторождении развиты красичные кварцевые жилы. Последние представляют собой разности жил, вышедшие из даек в их вмещающие породы или же не имеющие связи с дайками, развившиеся по тектонически ослабленным зонам (разломам), ориентированным, как правило, широтно или субширотно.

По современным представлениям, сложившимся на базе материалов указанных и других исследователей, Березовское месторождение сложено тремя комплексами пород: океаническим (серпентинизированные гарцбургиты, пропицитизированные габбро, примитивные высокотитанистые диабазы, лавы, реже туффиты, кремнистые осадки, перечисляются от основания разреза к его верхней части; возраст $O - S_1$) и двумя разновозрастными (C_1, P) коллизионными (гранитоидов тоналит-гранодиоритовой формации и даек гранитоид-порфиров).

В указанных кремнистых образованиях установлены плохой сохранности граптолиты, отдельные элементы строения которых напоминают характерные для их ордовикских разностей (Рапопорт и др., 1994). Вулканыты и вулканогенно-осадочные толщи в пределах Березовского рудного поля имеют моноклиналиное залегание, полого падают на север. Подчеркнем, что породы вулканогенно-осадочного комплекса, развитые на Березовском месторождении, подразделяются на две толщи: нижнюю - чередование базальтовых лав, туфобрекчий, туффитов, кремнистых осадков, и верхнюю - диабазы. Общая мощность толщ превышает 1,2 км.

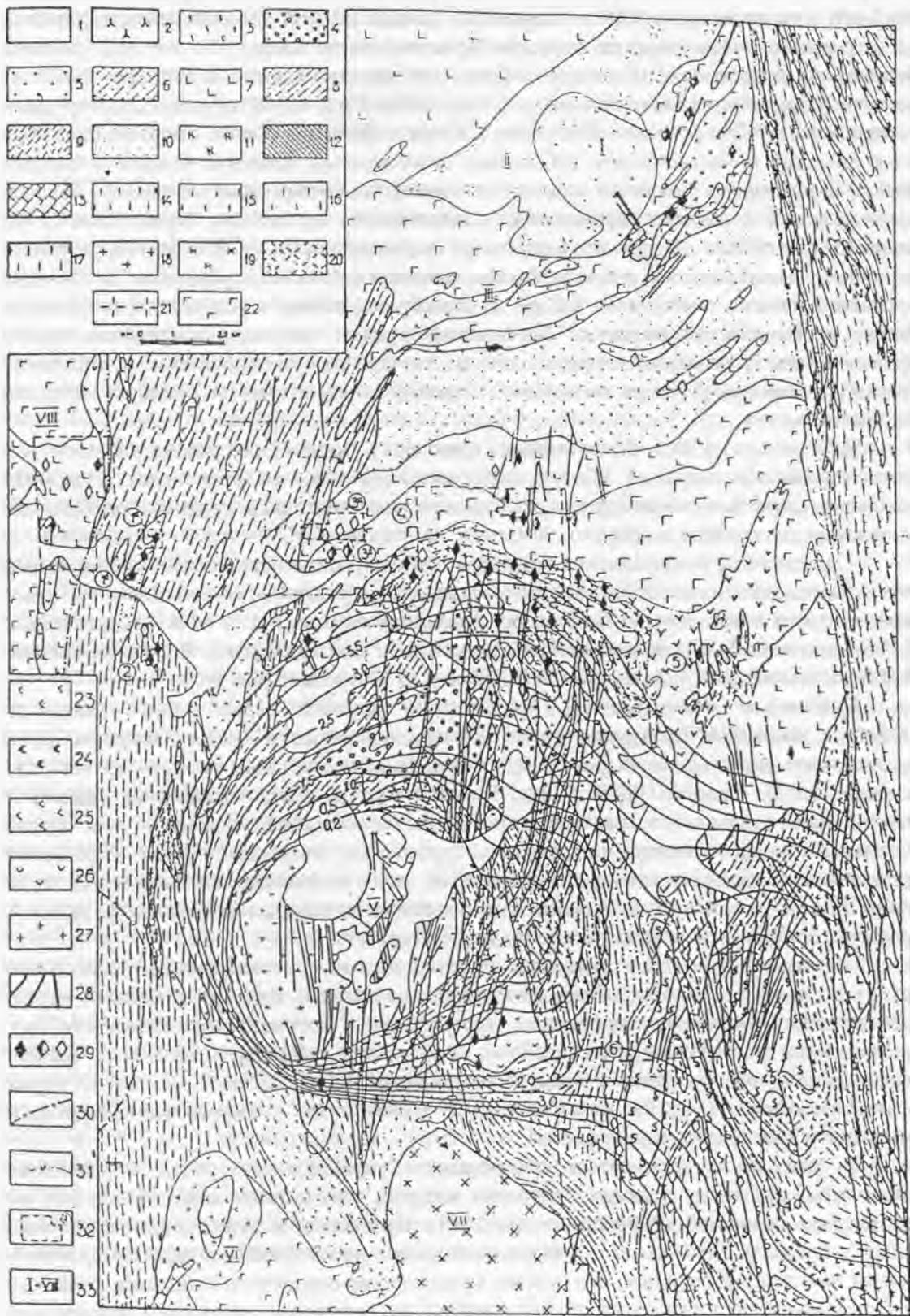


Рис.122

Средний химический состав (мас. %) даек гранитоид-порфиров
Березовского месторождения (по И.Т.Самарцеву и др., 1976)

Компонент	1(1)	2(12)	3(1)
SiO ₂	69,04	70,92	69,63
TiO ₂	0,41	0,25	0,27
Al ₂ O ₃	15,22	14,05	15,57
Fe ₂ O ₃	1,61	1,12	1,08
FeO	1,52	1,30	1,27
MnO	0,03	0,03	0,08
MgO	0,82	0,53	0,55
CaO	2,31	1,55	2,27
Na ₂ O	5,21	4,78	5,15
K ₂ O	2,78	3,67	2,80
П. п. п.	0,42	0,82	0,87
Сумма	99,37	99,02	99,34

Примечание. 1 - ранние гранит-порфиры, 2 - поздние гранит-порфиры, 3 - плагиогранит-порфиры, в скобках приведено количество анализов.

Рис. 122. Геолого-тектоническое строение района Большого Шарташского массива адамеллитов. По работе В.Н.Сазонова (1972 г.) с изменениями и дополнениями:

1 - четвертичные образования; 2 - 9, 22 - 25 - комплексы океанической геодинамической обстановки (от поздних к ранним): 2, 3-верхняя толща (туфогенные и туфогенно-осадочные породы с прослоями туффитов), 4 - 9 - промежуточная толща (диабазы, базальтовые порфириты и туфы, прослои кварцитовидных пород), 22 - 25 - нижняя толща (22 - габбро, 23 - пироксениты, 24 - перидотиты, 25 - дуниты); 10 - 17 - образования Мурзинского допалеозойского микроконтинента (гнейсы различного состава, кристаллические сланцы, прослои графитистых сланцев и мраморизованных известняков); 18-21, 26-29 - различные образования коллизионной геодинамической обстановки: 18 - граниты, 19 - гранодиориты, адамеллиты, 20 - плагиограниты, 21 - диориты, 26 - серпентиниты антигоритовые, 27 - тальк-карбонатные породы, 28 - дайки гранитоид-порфиров, 29 - листовиты апоультрабазитовые, апогаббровые, аподиабазовые (и по базальт-андезитовым порфиритам); 30 - разломы; 31 - изоглубины (км) кровли Большого Шарташского массива гранитоидов; 32 - месторождения и рудопроявления: 1а, 16 - Пышминско-Ключевское (1а - медно-кобальтовое, все остальные - золоторудные), 2 - поселок Веер, 3 - Шульгинское (а - северный, б - южный участки), 4 - Березовское, 5 - Пышма гора, 6 - Малоистокское.

33 - крупные интрузивные массивы: I - Кедровский адамеллитовый; II - Благодатный плагиогранитный; III - Благодатный габбро-пироксенитовый; IV - Пышминско-Березовский габбро-серпентинитовый; V - Шарташский адамеллитовый; VI - Уктусский дунит-клинопироксенит-габбровый; VII - Шабровский гранодиоритовый; VIII - Балтымский габбровый

В северной части рудного поля выделяется Пышминско-Березовский массив, представленный серпентинизированными гарцбургитами и габбро. Первые образуют сильно тектонизированное (см. рис. 122), бескорневое тело (показано на основе интерпретации гравиметровых данных, Ниренштейн и др., 1964). Это тело имеет субширотное простирание. Его северная часть сложена габбро, южная - апогарцбургитовыми серпентинитами и тальк-карбонатными породами. Габбро довольно круто (угол $30 - 80^\circ$) падает на север, а ультрабазиты - полого на юг. Причина тектонизации (кроме расланцевания, в ультрабазитах интенсивно проявлен меланж, карьер возле пос. 44 - квартал) - коллизионные процессы, которые согласно имеющимся на сегодня данным по абсолютному возрасту магматитов и метаморфитов-метасоматитов (Сазонов, 1975; Штейнберг и др., 1989 и др.) района Березовского месторождения объединяются в три стадии: 1) 350 - 355 млн лет (С₁) - развитие адамеллитов Шарташского массива и даек гранитоид-порфиров Березовского рудного поля; 2) 250 - 286 млн лет (Р) - пропилиты Пышминско-Ключевского медно-кобальтового и золоторудного (южный фланг) месторождения и березиты-листвениты Малоистокского проявления золота; 3) 220 - 230 млн лет (Т) - листвениты Пышминско-Ключевского и березиты Кремлевского месторождений. Заметим, что метаморфиты-метасоматиты с абсолютным возрастом 220-240 млн лет известны сейчас на многих рудоносных площадях Урала, начиная от Кумакского золоторудного месторождения на юге и кончая редкометальными и золоторудными проявлениями Приполярного и Полярного Урала (материалы В.П.Водолазской, С.Г.Червяковского, В.Н.Котова, М.Б.Тарбаева, Е.И.Сороки, В.Н.Огородникова, В.Н.Сазонова и др.). Указанные коллизионные процессы (наиболее интенсивным был первый из них) обусловили интенсивное расланцевание, меланж, оталькование, лиственитизацию ультрабазитов и формирование гранитоидных массивов и дайкового комплекса.

Химический состав главных разновидностей пород Березовского рудного поля, включая и их трансформированные производные - метаморфиты и метасоматиты, приведен в табл. 32,33.

Дайки гранитоид-порфиров, кварцевые жилы и ореолы околорудно измененных пород. В рудном поле известно более 350 даек гранитоид-порфиров (см. рис. 122). Встречено несколько даек габбро-диабазов. Первые дайки близки по времени образования к заключенным в них лестничным кварцевыми жилам, вторые - отчетливо дорудные. Большая часть кварцевых жил, заключенных в дайках, имеет субширотное простирание и крутое (обычно не менее 60°) южное падение. Их длина предопределяется мощностью даек. Кроме того, в дайках гранитоид-порфиров отмечаются субширотные кварцевые жилы с пологим северным падением и пологозалегающие диагональные жилы двух систем. Жилы одной из них имеют юго-восточное простирание (азимут простирания 135°), а другой - северо-восточное (азимут простирания 45°). Типовой пример взаимоотношений лестничных кварцевых жил и диагональных, локализующихся в дайке гранит-порфиров см. в (Сазонов и др., 1997, с.51). Изредка отмечаются кварцевые жилы, залегающие на контакте даек гранитоид-порфиров. Протяженность таких жил обычно небольшая (от первых метров до первых десятков метров). Их образование обусловлено деформациями сдвигового типа вдоль контактов даек (Сазонов, 1975). Кварцевые жилы, залегающие вне связи с дайками гранитоид-порфиров, имеют, как правило, субширотное простирание и крутое (обычно больше 80°) южное падение. Часто такие жилы располагаются свитами, состоящими из 4 - 10 жил длиной до 40 м. Свиты же протягиваются на 200 - 300 м, иногда больше. Околорудные изменения, сопутствующие кварцевым жилам Березовского месторождения, представлены метасоматитами березит-лиственитовой формации. Последние детально рассмотрены в работах Н.И. и М.Б.Бородаевских (1947), В.А.Попова (1970), Х.Х.Лайпанова (1977), В.Н.Сазонова (1975, 1984) и других. В них показано, что березиты и листвениты являются генетически едиными метасоматитами и что они могут развиваться не только метасоматически, но и биметасоматически. Последнее -

Таблица 33

Химический состав (мас. %) некоторых пород Березовского рудного поля и продуктов их березитизации-лиственнитизации (по В.Н.Сазонову, 1975)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	41,00	23,20	44,16	34,62	27,92	53,43	37,30	34,23	47,36	48,32
TiO ₂	0,05	0,13	0,02	0,02	0,02	0,60	0,11	0,10	1,95	1,72
Al ₂ O ₃	0,62	14,55	0,85	0,52	0,50	13,75	18,88	22,28	11,88	13,25
Cr ₂ O ₃	0,02	0,15	0,28	0,30	0,16	0,03	0,01	0,04	-	0,01
Fe ₂ O ₃	3,70	0,76	1,00	3,05	1,53	1,68	1,28	0,78	2,65	1,54
FeO	3,78	6,42	2,79	2,34	2,92	5,58	4,72	1,59	11,65	10,59
Fe	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,06	0,19	0,13	0,17	0,31	0,11	0,05	0,04	0,08	0,11
NiO	0,06	0,19	0,13	0,17	0,31	0,11	0,05	0,04	0,08	0,11
MgO	36,54	26,58	26,08	30,53	28,84	8,30	13,52	6,08	7,35	4,06
CaO	0,45	6,64	4,80	2,29	2,06	9,30	7,08	11,55	8,90	8,98
Na ₂ O	0,05	0,05	0,05	-	0,21	3,49	0,53	2,70	3,25	2,32
K ₂ O	0,05	-	-	-	-	0,24	0,09	0,60	0,38	1,00
P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,02	-	-	0,05	0,01	0,01	0,16	0,13
S	0,02	0,02	0,02	-	0,30	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04
H ₂ O ⁺	10,07	9,32	3,17	2,25	0,51	2,37	6,65	2,88	3,50	3,72
H ₂ O ⁻	0,12	0,08	-	-	0,14	-	-	-	-	-
CO ₂	4,12	11,22	15,76	23,51	33,74	0,75	9,36	16,24	0,25	3,00
Сумма	100,8	99,40	99,33	99,81	99,68	99,72	99,72	99,12	99,37	99,39

Окончание таблицы 33

Компонент	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	40,28	41,85	42,32	59,76	57,40	55,32	69,50	68,00	69,63	65,00
TiO ₂	1,49	22	1,60	0,09	0,55	0,55	0,25	0,26	0,22	0,25
Al ₂ O ₃	10,79	10,87	9,87	14,46	14,02	13,89	15,14	15,53	14,83	14,22
Cr ₂ O ₃	-	0,0	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃	1,88	0,82	1,52	0,77	1,43	1,96	0,47	1,25	0,80	3,92
FeO	9,83	10,96	5,92	2,56	-	0,20	0,98	0,04	1,62	0,11
Fe	-	-	0,81	0,25	1,79	2,34	0,36	2,34	-	4,03
MnO	0,27	0,23	0,32	0,06	0,11	0,23	0,06	0,02	0,04	0,05
NiO	0,27	0,23	0,32	0,06	0,11	0,23	0,06	0,02	0,04	0,05
MgO	5,47	5,30	5,95	3,76	3,26	3,10	0,64	0,64	0,42	0,72
CaO	9,56	7,02	8,85	4,37	4,69	5,29	1,20	0,34	1,435	0,61
Na ₂ O	3,04	2,64	0,15	5,58	2,28	0,20	3,92	0,20	4,23	0,21
K ₂ O	1,12	1,60	3,35	1,98	5,35	4,91	3,74	4,90	4,07	4,71
P ₂ O ₅	0,11	0,18	0,15	0,23	0,27	0,29	-	-	-	-
S	0,05	0,22	0,93	0,29	2,05	2,68	0,41	2,68	0,03	4,62
H ₂ O ⁺	1,70	1,44	1,55	0,80	0,60	1,20	1,13	2,39	1,20	2,33
H ₂ O ⁻	-	-	-	-	-	-	-	0,04	0,05	0,01
CO ₂	13,66	14,36	16,66	4,09	6,55	7,39	1,20	-0,93	0,18	-
Сумма	99,25	100,0	99,95	99,06	100,3	99,55	99,59	98,63	99,52	100,9

Примечания: 1 - антигоритовый серпентинит огалькованный и карбонатизированный; 2 - тальк-карбонат-хлоритовый метасоматит; 3 - тальк-карбонатный метасоматит; 4 - кварц-карбонатный метасоматит; 5 - лиственит; 6 - пропицитизированное габбро; 7,11 - кварц-серпидит-альбит-хлорит-карбонатный метасоматит; 8 - парагонитовый лиственит; 9,10 - диабаз пропицитизированный; 12,15 - кварц-серпидит-альбит-карбонатный метасоматит; 13 - лиственит; 14 - диорит-порфирит; 16 - березит; 17 - альбитизированный и мусковитизированный плагиограунт-порфир; 18-20 березит; 19 - альбитизированный гранит-порфир.

Метасоматические колонки по: серпентинитам (1-5), габбро (6-8), диабазам (9-13), диорит-порфиритам (14-16), плагиограунт-порфирам (17,18), гранит-порфирам (19,20).

свидетельство того, что гидротермы, обусловившие формирование биметасоматитов, были достаточно высокотемпературными (к этому мы еще вернемся ниже) и агрессивными. Отчетливо показано, что минерализация в жилах является более поздней, фиксирует рудную стадию единого гидротермального процесса. Флюид рудной стадии не был полностью равновесен с минеральными парагенезисами березитов и лиственитов, что обусловило трансформацию последних, в частности, образование существенно серицитовых поздних березитов за счет их более ранних разновидностей.

Ореолы околорудно измененных пород. Березовское рудное поле - эталонный объект. В связи с этим здесь представляется целесообразным рассмотреть всю гамму околорудных метасоматических формаций, описанных в тексте ранее, а именно: пропилитовую, гумбеитовую, эйситовую, березит-лиственитовую, кварц-серицитовую, тальк(хлорит)-карбонатную, хлоритолитовую (общие сведения об этих образованиях см. в табл. 34). Пропилиты актинолит-эпидотовой и эпидот-хлоритовой фаций (здесь и далее речь идет о минеральных фациях) имеет в рудном поле площадное распространение и контролируются зонами тектонических разломов, нередко секущими складчатость пород. Пропилиты кварц-серицит-хлоритовой и кварц-серицитовой фаций фиксируются в наиболее ослабленных участках названных зон. Их общая мощность редко превышает 10 м. В Березовском рудном поле в пропилитах установлена минерализация, состоящая только из пирита. Последний золотиносен слабо, содержит не более 0,1 г/т Au.

Гумбеиты в пределах Березовского рудного поля известны в ряде пунктов Шарташского массива адамеллитов (прежде всего в Шарташском и Изоплитском щебеночных карьерах) и в западной части Березовского месторождения (на территории пос. БЗСК, см. Сазонов, Огородников, Баталин, 1997, с.32). Обычно это маломощные (редко до 0,3 м) ореолы, развившиеся около кварцевых с калишпатом жил Э.М. Спиридоновым и др. (1996) выделены ранние (микроклиновые) и поздние (микроклин-серицитовые) гумбеиты. Поздние гумбеиты - это разность метасоматитов, промежуточных между гумбеитами и березитами. Химический состав (мас. %) ранних (1) и поздних (2) гумбеитов следующий: 1) SiO₂ 65,00; TiO₂ 0,30; Al₂O₃ 15,60; Fe₂O₃ 2,30; FeO 0,64; MnO 0,05; MgO 0,60; CaO 2,72; P₂O₅ 1,51; Na₂O 1,60; K₂O 6,18; S 1,03; CO₂ 0,00; H₂O 4,10; сумма 101,69; 2) SiO₂ 61,26; TiO₂ 0,49; Al₂O₃ 17,16; Fe₂O₃ 1,60; FeO 0,88; MnO 0,09; MgO 1,37; CaO 3,07; P₂O₅ 0,18; Na₂O 2,90; K₂O 5,40; CO₂ 3,20; H₂O 2,20; сумма 101,69. Для сравнения приведем средний состав березита (при расчете этого параметра в большей мере использованы химические составы этих метасоматитов Березовского рудного поля): SiO₂ 66,25; Al₂O₃ 16,85; Fe₂O₃ 1,50; FeO 1,28; MgO 0,80; CaO 1,10; Na₂O 0,40; K₂O 5,00; CO₂ 1,03 (Сазонов, 1984, с.103).

Минеральные и химические преобразования пород при гумбеизации. Д.С.Коржинский (1955) показал, что отличие процесса гумбеизации и березитизации заключается в том, что в первом парагенезисе с хлоритом не возникают (уступают место парагенезисам с флогопитом), а для второго - эти (с хлоритом) парагенезисы являются типоморфными. Позднее это подтверждено исследованиями Б.И.Омельяненко (1978) на примере мезозойских урановых месторождений. Однако в некоторых золоторудных полях встречены иные соотношения. Так, А.И.Грабежев(1981) для среднеуральских шеелитовых месторождений кварц-жильного типа, сопряженных с гумбеитами, установил, что во внешней зоне колонок гумбеитизации гранитоидов темноцветные минералы не флогопитизируются или хлоритизируются, а серицитизируются. В аналогичных условиях на Чармитанском месторождении (Средняя Азия) темноцветные минералы, по данным И.П.Щербаня и др. (Околорудные..., 1990), хлоритизируются (не флогопитизируются).

Минеральные замещения в колонке гумбеизации с бесхлоритовыми парагенезисами таковы: во внешней зоне плагиоклаз (номер 23 и больше) альбитизируется и серицитизируется, темноцветные минералы флогопитизируются и доломитизируются, магнетит пиритизируется; в промежуточной - кварц замещается калишпатом, флогопит доломитизируется; во внутренней - альбит и серицит доломитизируются. Химизм гумбеизации при приведенном варианте минеральных

преобразований сводится к следующему (оценка произведена путем сравнения химического состава эдуктов и дедуктов, приведенного в (Околорудные..., 1990; Угрюмов, 1993; Угрюмов, Дворник, 1985 и др.), и сопоставления данных, представленных на рис. 123, по трем наиболее важным породообразующим инертным компонентам этого процесса): привносятся K, CO₂, S, выносятся Na и Si, Mg и Ca; Al в основном перераспределяются между зонами колонки. Минеральные преобразования при гумбеизации в варианте развития во внешней зоне хлорита следующие: во внешней зоне по темноцветным минералам развиваются хлорит и карбонат; в промежуточной зоне калишпатизируются хлорит и отчасти плагиоклаз; во внутренней зоне калишпатизируется оставшийся плагиоклаз. Указанные минеральные преобразования протекают в условиях существенного привноса K, Si, S и выноса Na, Ca, Mg, Al. Понятно, что K фиксируется в калиевом полевом шпате. Вынос Na, Ca и Al обуславливается неустойчивостью плагиоклаза, а Mg - разложением темноцветных минералов. Железо практически полностью связывается в доломите-анкерите и пирите.

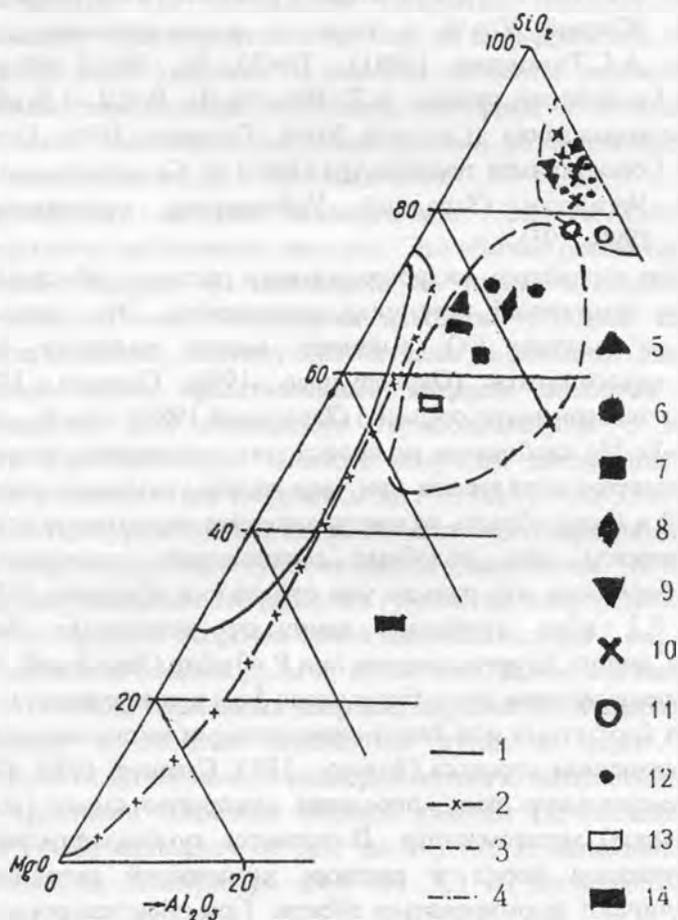


Рис. 123. Сравнение химического состава березитов-лиственитов и гумбеитов.

Основа диаграммы по (Сазонов, 1984), фигуративные точки составов гумбеитов нанесены по данным (Коржинский, 1967; Околорудные ..., 1993;

Омельяненко, 1978; Спиридонов и др., 1995; Спиридонов и др., 1996; Угрюмов, 1993):

1 - 4 - поля распространения фигуративных точек химического состава лиственитов по серпентинитам (1), известнякам (2), габбро, диабазам, андезит-базальтовым порфирирам (3) и березитов по породам ряда гранит - кварцевый диорит; 5 - 14 - гумбеиты: по базальтовому порфириру (5), монцониту (6), амфиболиту (7), родингиту (8), адамеллиту и гранодиориту (9), граносиениту и сиениту (10), лейкократовому амфиболиту (11), гранито-гнейсу (12), песчанистому доломиту (13), глинистому доломиту (14)

Наши данные (Сазонов, 1996), а также материалы других исследователей (Коржинский, 1967 г.; Околорудные..., 1990; и др.) показывают, что гумбеиты и березиты встречаются иногда в пределах не только отдельных крупных рудных полей, каковым, например, является Березовское на Среднем Урале, но также в пределах некоторых шеелитовых (Бурановское и Балканское на Южном Урале) и золотых (Крылатовское на Среднем Урале, Чармитанское в Западном Узбекистане) месторождений. В редких случаях указанные метасоматиты совмещаются в одних и тех же рудоносных телах (месторождения Чармитан, Гумбейские, а также новые данные по Шарташскому гранитному карьеру (Сазонов, 1996)).

РТХ-параметры гумбеизации. Первые данные о температуре формирования (280-350 °С), рН (6-8), Eh (от -0,5 до -0,6) гидротермального раствора, обусловившего гумбеизацию пород, приведены в работе Б.И.Омельяненко (1978). Принципиально других оценок рН и Eh в литературе нет. В то же время определены Т и Р формирования **гумбеитов** двумя методами: по результатам изучения водно-углекислотных включений в различных минералах гумбеитов (Спиридонов, 1995, 1996), Т=390-440 °С, Р=2,7 - 2,2 кбар для ранних и Т=360-395 °С для поздних разностей этих метасоматитов Гумбейских месторождений (Южный Урал), а также с использованием доломит-кальцитового термобарометра А.С.Таланцева (1981), Т=470 °С, Р=2,9 кбар для Балканского месторождения Гумбейской группы и Т=390-430 °С, Р=2,2 -1,9 кбар для Кедровского шеелитового месторождения (Средний Урал, Сазонов, 1996; Сазонов, Огородников, Баталин, 1997). Сопоставимая температура (380-430 °С) указана для кварц-жильных руд месторождения Чармитан (Западный Узбекистан), сопряженных с гумбеитами (Околорудные..., 1990, с.95).

Важнейшим параметром гидротермального раствора, обусловившего гумбеизацию пород, является химический потенциал углекислоты. Это показано геологическими материалами - в разломах CO₂ выкипает, вместо гумбеитов формируются кварц-калишпатовые метасоматиты (Околорудные...,1990; Сазонов, 1984,1996; и др.) и смоделировано в эксперименте: согласно (Зарайский,1989), при X_{CO2}=0,01 и P_{общ}=1 кбар, образование Са-Fe-Mg карбонатов не происходит, развивается только кальцит. Анкерит совместно с кальцитом появляются при увеличении указанного параметра до 0,05; при его величине 0,2 и более область развития анкерита захватывает всю метасоматическую колонку. Подчеркнем, что подобные соотношения характерны и для березит-лиственитовой формации, что раньше уже отмечалось (Сазонов, 1984). При повышении давления до 2,2 кбар гумбеиты начинают замещаться более "кислотными" метасоматитами, вплоть до аргиллизитов при Р =3 кбар (Зарайский, 1989).

Смена с продвижением от глубины около 5 км к поверхности гумбеитов эйситами и затем последних березитами или кварц-серицитовыми метасоматитами определяется Т и рН раствора и химизмом процесса (Золото...,1993; Сазонов, 1984, 1996). Последний при этом играет значительную роль, определяя указанную смену (по мере удаления от источника флюидов) метасоматитов. В процессе гумбеизации натрий выносятся из метасоматизирующихся пород в раствор, химический потенциал этого элемента повышается, начинают формироваться эйситы. При эйситизации натрий связывается в альбите, происходит относительное обогащение раствора калием и развитие березитов над эйситами. Березитизация протекает в условиях значительного выноса натрия. Когда отношение Na/K достигнет определенной величины (по различным авторам она колеблется от 3 до 20 и выше, Омельяненко,1978, с.181), калиевые березиты сменяются натриевыми или калинатриевыми (Сазонов, Огородников, Баталин, 1997).

Поисковое и прогностическое значение гумбеитов. Связь с гумбеитами вольфрамового (шелитового), молибденового (молибденитового) и уранового оруденения является достаточно очевидной (Золото..., 1993; Коржинский, 1955; Полуэктов, 1982; Рундквист, Павлова, 1974; Спиридонов и др., 1995; Угрюмов, Дворник, 1985; и др.).

В Центрально-Алданском рудном районе (Угрюмов, 1993; Угрюмов, Дворник, 1985), Чармитанском рудном поле (Западный Узбекистан, Околорудные..., 1990), а также на Бурановском месторождении Гумбейской группы (Южный Урал, Сазонов, 1996; Степанов, 1954) в связи с гумбеитами развито золотое оруденение. Наши и литературные данные показывают, что оно сопряжено не с собственно гумбеитами, а с метасоматитами промежуточного между ними и березитами минерального состава (калишпатсодержащими березитами или серицитсодержащими гумбеитами; отметим, что здесь мы встречаемся с той же проблемой в наименовании метасоматитов, что уже давно встала для этих образований березит-лиственитовой формации). Как правило, в них кальцит сильно преобладает над доломит-анкеритом.

Из приведенных выше соотношений гумбеитов, березитов и промежуточных между ними метасоматитов следует, что поисковое значение гумбеитов нерационально рассматривать отдельно от последних двух метасоматитов, связанных общностью продуцирующего флюида и иногда совмещенных в пространстве. Гумбеиты, как уже отмечалось выше, развиты главным образом в массивах гранитоидов (повышенной основности и щелочности). Их нахождение (вскрытие горными или буровыми выработками) при поисках - благоприятный признак на вольфрамовое, молибденовое и урановое оруденение. По мере удаления от массива гумбеиты сменяются сначала их разностью с серицитом (перспективна на золото, вольфрам и молибден) и затем - березитами (связь с ними кварц-жильных золоторудных объектов подтверждена 2,5-вековой историей их поисков, разведки и эксплуатации).

Эйситы Шарташского массива адамеллитов. Эйситы здесь встречены в Шарташском и Изоплитском щебеночных карьерах. Это обычно розоватые или кремовые породы. В Шарташском карьере мы наблюдали их только в глыбах адамеллитов. Розоватая окраска метасоматитов обусловлена альбитом. Розовый альбит, видимо, обычно принимается за калишпат, поэтому эйситы здесь не описаны. Эйсит из оторочки маломощной кварцевой жилы, представленный кварцем, альбитом и карбонатом (кальцит+доломит-анкерит), был подвергнут термобарометрии с использованием доломит-кальцитового термобарометра. В итоге получены следующие РТ-параметры развития эйситизации в адамеллитах (Мурзин и др., 1998): $T=425-330\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P=0,1-0,5$ кбар. Нет сведений в литературе и об эйситах из Изоплитского карьера. В южном и юго-западном его бортах вскрыты две зоны гумбеитизации адамеллитов. Эйситы же развиты в 180 и 250 м к северу от указанных зон развития гумбеитов, непосредственно в карьере. Здесь эти метасоматиты образуют оторочки около маломощных (до 5 см) кварцевых жил с гнездами горного хрусталя и блеклой руды и, кроме того, развиты в виде относительно мощных (до 1,5 -1,8 м) блоков, сложенных кварцем, карбонатом и альбитом. В качестве незначительной примеси в эйситах отмечаются рутил и пирит. Участками в метасоматитах фиксируются небольшие по размерам полости, выполненные кристаллами кальцита и горным хрусталем. Карбонат эйситов кальцит (преобладает) и доломит-анкерит (содержание FeCO_3 варьирует от 3,35 до 20,5%). С использованием того же термобарометра определены температура (300-150 $^{\circ}\text{C}$) и давление (0,25-0,75 кбар) формирования эйситов.

Процессы эйситизации и гумбеитизации, развитые в пределах Шарташского массива гранитоидов, являются сопоставимыми по температуре и существенно различными по давлению. Очевидно, причина этого кроется в следующем. Гумбеиты развивались в закрытой системе, о чем свидетельствует высокое значение приведенного выше параметра Р. Заметим, что этот процесс сопровождается значительным выносом натрия, а также то, что гумбеиты и эйситы в Шарташском массиве нередко пространственно совмещены. С учетом установленных в гумбеитах внутриминерализационных подвижек эти факты мы склонны трактовать таким образом. Подвижки открывали систему (полностью или частично), в открытую ее часть устремлялся флюид, обогащенный Na. Не исключено (Мурзин и др., 1998), что с

понижением давления активность К падала, а Na - резко возрастала, что и привело к формированию эйситов в составе "гумбейтовой" гидротермальной системы.

РТ-параметры развития гидротермальной системы и источники флюида. На основе материалов, обобщенных в (Омельяненко, 1978; Околорудные..., 1990 и др.), и наших данных, приведенных выше, эйситы можно подразделить на две принципиально разные группы (температурные фации): 1) образовавшиеся при температуре 220-280 °С из "эйситизирующих" гидротерм, контролируемые зонами разломов (смятия); 2) развившиеся при относительно высокой температуре (425-150 °С) и низком, приближающемся к гидростатическому давлению (0,1-0,25 кбар), которое при закрывании системы может подниматься до 0,75 кбар, из "гумбейзирующих" растворов и контролируемые интрузиями гранитоидов коллизийной геодинамической обстановки.

Что касается источника гидротерм, продуцирующих эйситы, то по этому поводу можно сказать следующее. Эйситы второй группы - производные процесса гумбейтизации, для которого связь источника флюида с гранитоидным магматизмом коллизийной геодинамической обстановки на сегодня можно считать доказанной (Bortnikov et al.; 1997). Доказанным является и то, что к этому флюиду примешиваются поровые растворы вмещающих пород. Источник флюида, генерировавшего эйситы первой группы, сложен: по данным И.П.Щербаня и др. (Околорудные ..., 1990), он существенно мантийный (поступление такого флюида по зонам глубинных разломов вполне вероятно, см., например, Сазонов и др., 1991). Результаты исследования изотопного состава S пиритов и С и О метасоматических карбонатов (Околорудные ..., 1990, с.122) дают основание полагать, что к глубинному флюиду был примешан водный раствор, содержащий органическую серу. Кроме того, вполне вероятно (в особенности, если учесть низкотемпературный характер эйситов первой группы) участие в процессе эйситизации в рассматриваемом случае и вадозных вод.

Текстурно-структурная перестройка пород при метасоматозе и химизм эйситизации. Вопрос о текстурно-структурной эволюции пород при их эйситизации практически ничем не отличается от таковой, рассмотренной ниже для березит-лиственитовой формации. В связи с этим здесь укажем только, что текстуры в эйситах обычно те же, что и в эдуктах. Пожалуй, общей закономерностью является то, что в метасоматитах она становится более мелкозернистой. Это особенно отчетливо проявляется в случае рекристаллизации эйситов. Текстура типа полосчатой и сланцеватой имеет тенденцию к замещению массивной. Однако она часто "просвечивает" в метасоматитах и достаточно легко диагностируется. Сказанное хорошо проиллюстрировано Г.А.Лисицыной и П.А.Рудонис (1968, с.104).

Структуры пород при эйситизации испытывают глубокие преобразования. Это хорошо прослежено авторами последней работы и Б.И.Омельяненко (1978) на примере превращения диоритов в эйситы, а также нами при изучении эйситизации адамеллитов Шарташского массива и диоритоподобных метасоматических пород Кумакского месторождения. Суть преобразования первичных структур - гранитовой и гипидиоморфнозернистой - заключается в постепенном (по мере перехода от внешней зоны метасоматической колонки к внутренней) замещении сначала лепидогранобластовой, а затем гранобластовой (в случае проявления рекристаллизационно-микрoгранобластовой).

Структурные преобразования пород обуславливаются минеральными замещениями, свойственными процессу эйситизации. Рассмотрим это на примере пород среднего и кислого составов. При этом используем зарисовки шлифов метасоматитов и их эдуктов, приведенные на рис. 124. При эйситизации во внешней зоне метасоматической колонки по пироксену, роговой обманке и биотиту развиваются хлорит, кальцит, гематит, иногда анатаз. Титаномагнетит замещается гематитом и анатазом (иногда только пиритом). Сквозными минералами колонки являются кварц (избыточный минерал) и апатит. Микроклин альбитизируется. Сказанное происходит во внешней зоне колонки, в результате чего она представлена следующими минералами:

кварц, альбит, серицит, кальцит, хлорит, гематит (иногда пирит), апатит, анатаз. Далее серицит замещается альбитом, затем хлорит и кальцит - анкеритом; в итоге образуется метасоматит кварц-альбит-анкеритового с гематитом состава. Уже в этом метасоматите зернистость по сравнению с исходной породой намного мельче. Хлорит представлен диабантитом, состав альбита варьирует от № 6-8 во внешней зоне колонки до 4-0 - во внутренней. Хлорит менее устойчив, чем анкерит. Во внутренней зоне колонки анкерит замещается кварцем и гематитом (или пиритом). Заметим, что метасоматиты внешней зоны колонки окрашены в зеленоватый цвет за счет хлорита, количество которого здесь достигает 10 мас.% и больше.

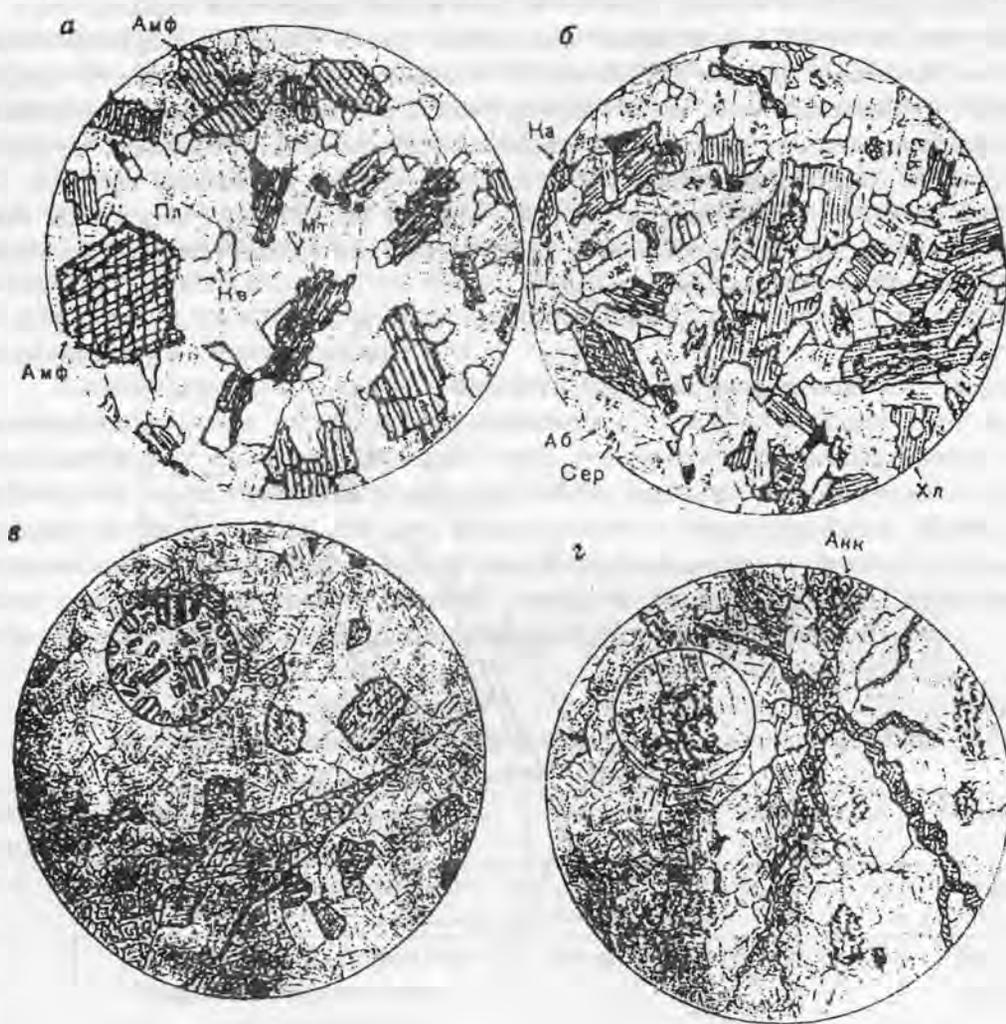


Рис. 124. Характер структурных и минеральных преобразований кварцевых диоритов при эйситизации. По Б.И.Омельяненко (1978):

а - г - зарисовки шлифов, увеличение 24, деталей на рис. *в, г* - 160. *а* - кварцевый диорит; *б* - внешняя зона метасоматической колонки: видно развитие кальцита и хлорита по амфиболу, а также чешуек серицита в альбитизированном плагиоклазе; *в* - промежуточная зона колонки: наблюдается замещение кварца и серицита альбитом (детали см. в маленьком кружке); *г* - внутренняя зона колонки: видно замещение анкерита альбитом и гематитом (в маленьком кружке показаны детали этого замещения). Пл - плагиоклаз, Амф - амфибол, Кв - кварц, Мт - магнетит. Аб - альбит, Хл - хлорит, Сер - серицит, а - кальцит. Анк - анкерит, Гем - гематит

Внутренняя же зона в случае присутствия гематита окрашена в красноватый цвет. Если гематит отсутствует, то окраска метасоматита беловато-желтоватая. Следует подчеркнуть, что в зависимости от соотношения химических активностей Na и K в растворе серицит ($2M_1$) может замещаться уже во внешней зоне колонки или же, наоборот, сохраниться в некотором количестве во внутренней. Колонки последнего типа изучены И.П.Щербанем и др. (Околорудные..., 1990, с. 116).

Рассмотренные минеральные преобразования, происходящие при эйситизации, протекают в условиях главным образом значительного привноса Na, в меньшей мере CO_2 и выноса K. В промежуточной зоне некоторых колонок по кислым породам привносятся в небольшом количестве Ca и Mg. Поведение SiO_2 , близко к неподвижному. Некоторые детали в целом поведения Al_2O_3 обсуждаются ниже.

В зависимости от состава эдукта и химической активности карбонат-иона, по Б.И.Омельяненко (1978), выделяются следующие фации эйситов: кварц-альбитовая, кальцит-альбитовая, анкерит-альбитовая. В условиях высокой активности фосфора возникают альбит-апатитовая, апатит-кальцитовая и апатитовая фации. Минеральный состав эйситизированных пород в существенной мере определяется составом их эдуктов. Так, чем выше содержание кварца в эдукте, тем больше его в конечном продукте. При отсутствии в эдукте Al_2O_3 альбит при эйситизации может не образоваться вовсе. Кварциты, лишённые этого компонента, при эйситизации только гематитизируются, а чистые известняки - лишь кальцитизируются.

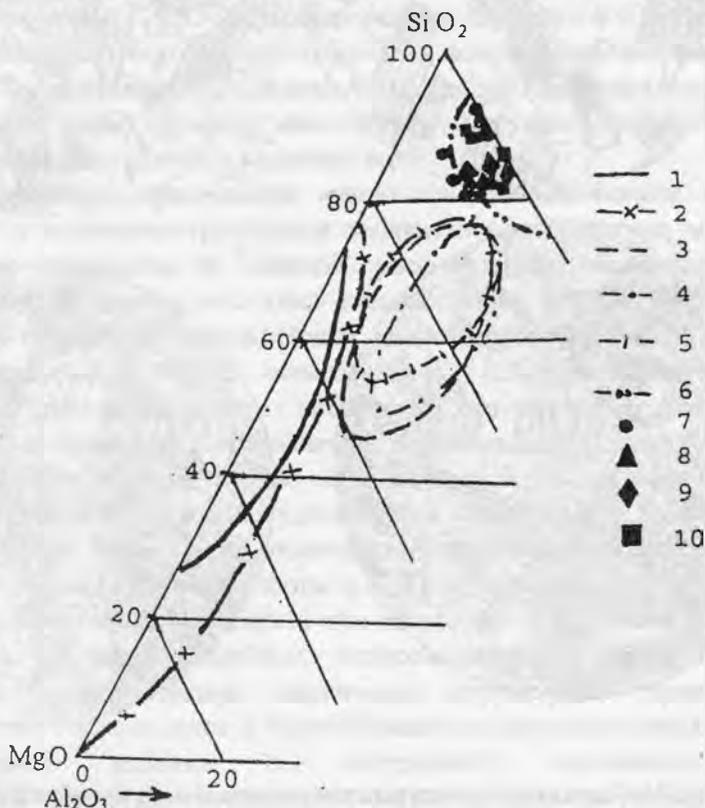


Рис. 125. Сравнение химического состава эйситов и березитов-лиственитов. Основа диаграммы по (Сазонов, 1984), фигуративные точки состава эйситов нанесены по данным (Околорудные..., 1990; Грабежев, Сазонов, 1981; Омельяненко, 1978; Огородников, Сазонов, 1991):

1 - 6 - поля химического состава березитов и лиственитов по серпентинитам (1), известнякам (2), габбро (3), диабазам (4), андезит-базальтовым порфирирам (5), березитам по породам кисло-среднего состава (6); 7, 8 - эйситы по интрузивным породам среднего (7) и кислого (8) составов; 9, 10 - кварцевые песчаники (9) и эйситы по ним (10)

Следовательно, глинозем слабо подвижен (инертен) в рассматриваемом процессе. Однако в целом в телах эйситизированных пород отмечается его перераспределение (Омельяненко, 1988). То есть глинозем при эйситизации ведет себя так же, как и при березитизации (Сазонов, 1984). Эти два метасоматических процесса схожи и по поведению в них других двух компонентов - MgO и SiO₂, что хорошо видно на рис. 125. По указанным трем компонентам составы апогранитоидных березитов и эйситов близки (те и другие находятся в поле березитов). Состав эйситов по средним породам смещается к полю состава лиственитов по основным породам.

Листвениты и березиты устанавливаются вдоль локальных тектонических трещин, относительно маломощных зон рассланцевания и дробления, а также на участках ослабленных контактов пород.

Одной из характерных особенностей локализации лиственитов района является их тесная пространственная связь с дайками плагиогранит- и гранит-порфиров. Иногда листвениты и березиты являются членами единой метасоматической колонки, сформировавшейся при развитии процесса лиственитизации - березитизации на контакте химически разнородных пород (Сазонов, 1971).

По размерам, форме и отношению к элементам тектоники вмещающих пород все листвениты и березиты района подразделяются на развившиеся: 1) около одиночных линейно вытянутых трещин, в однородных по составу и физическим свойствам породах, а также на контакте разнородных пород, 2) вдоль систем сближенных, как правило, субпараллельных трещин, 3) по сложно построенным тектоническим зонам дробления, рассланцевания и милонитизации пород.

Зональность ореолов березитизации-лиственитизации. Зональность лиственитизированных и березитизированных пород изучалась на примере метасоматических колонок, возникших при лиственитизации серпентинитов, тальк-карбонатных пород, пропилитизированных габбро, диабазов, пироксен-плагиоклазовых порфиритов, березитизации диорит-, плагиогранит- и гранит-порфиров. Кроме того, исследовались колонки, образовавшиеся при развитии названных процессов на контакте гранит-порфиров с тальк-карбонатными породами. Лиственитизация серпентинитов наиболее часто приводит к образованию четырех зон метасоматитов (табл. 34).

Таблица 34

Метасоматическая колонка, образовавшаяся при лиственитизации серпентинитов

Номер зоны	Название исходной породы и метасоматитов	Минеральный парагенезис	Мощность
0	Хризолитовый серпентинит	Хризотил, брусит	Площадное распростран.
1	Антигоритовый серпентинит карбонатизированный и оталькованный	Антигорит, карбонат, тальк	Десятки метров
2	Тальк-карбонатный метасоматит	Тальк, карбонат	От метров до десятков метров
3	Кварц-карбонатный метасоматит (серый лиственит)	Карбонат, кварц	0,1-1,5 м
4	Фуксит-кварц-карбонатный метасоматит (зеленый лиственит)	Фуксит, кварц, карбонат	0,01-1,0 м

Примечание. Во всех зонах возможны хромит и магнетит; здесь и в следующих таблицах зоны метасоматитов представляют собой минеральные фации лиственитов.

В некоторых колонках зона тальк-карбонатных метасоматитов выпадает и кварц-карбонатные метасоматиты (серые листвениты, по терминологии Н.И.Бородаевского и М.Б. Бородаевской, 1947) контактируют непосредственно с карбонатизированными и оталькованными серпентинитами (Пышмогорское месторождение). Изредка между антигоритовыми серпентинитами и тальк-карбонатными метасоматитами появляются тальк-карбонат-хлоритовые метасоматиты (Березовское месторождение), мощность которых колеблется от 0,3 до 2,5 м.

При лиственитизации тальк-карбонатных пород возникают кварц-карбонатные (серые листвениты), реже кварц-карбонатные и фуксит-кварц-карбонатные (зеленые листвениты, по терминологии Н.И. и М.Б.Бородаевских) метасоматиты. На Березовском месторождении зеленые листвениты иногда замещаются существенно карбонатными метасоматитами, названными по их характерной окраске желтыми лиственитами.

Пропилитизированные габбро, диабазы и порфириды имеют сравнительно близкий химический состав. Поэтому лиственитизация этих пород приводит к образованию колонок, весьма близких как по строению, так и по составу слагающих их метасоматитов (см. табл. 35).

Для ряда метасоматических колонок по рассматриваемым породам так же, как и для колонок по серпентинитам, отмечено выпадение промежуточных зон. В некоторых колонках по пропилитизированным габбро, диабазам и порфиритам с продвижением от внешних зон к внутренним исчезает сначала не хлорит, как это показано в табл. 35, а альбит.

Таблица 35

Метасоматическая колонка, образовавшаяся при лиственитизации пропилитизированных габбро, диабазов и пироксен-плагиоклазовых порфиритов

Номер зоны	Название исходной породы и метасоматитов	Минеральный парагенезис	Мощность
0	Пропилитизированные габбро, диабазы, порфириды	Актинолит, эпидот, хлорит, плагиоклаз, кальцит	Площадное распространение
1	Кварц-альбит-карбонат-хлоритовый метасоматит	Кварц, альбит, карбонат, хлорит	5-15 м, иногда больше
2	Мусковит-кварц-альбит-карбонатный метасоматит	Кварц, мусковит, альбит, карбонат	3-7 м
3	Кварц-мусковит-карбонатный метасоматит (лиственит)	Кварц, мусковит, карбонат	0,1-1,5 м

Примечание. В пропилитизированных диабазах и порфиритах актинолит иногда отсутствует и развит биотит; сквозным минералом колонки является пирит; в третьей зоне по пропилитизированным габбро иногда развиваются фуксит и (или) парагонит.

Березитизация диорит-, плагиогранит- и гранит-порфиров сопровождается образованием метасоматических колонок, в которых по направлению от внешних зон к внутренним отмечается последовательное замещение биотита, микроклина, если таковой имеется в составе породы, альбита. Зональность, возникающая на контакте гранит-порфиров с тальк-карбонатными породами, имеет такой вид: альбитизированный гранит-порфир (биотит, микроклин, альбит №7-9, кварц, магнетит) - альбитизированный и мусковитизированный гранит-порфир (микроклин, альбит № 4-6, кварц, мусковит, кальцит, пирит) - альбит-кварц-серицитовый метасоматит (альбит № 0-2, кварц, серицит, доломит с 8% FeCO₃, пирит) - карбонат-кварц-серицитовый метасоматит (кварц, мусковит, анкерит с 13,5% FeCO₃, пирит) - кварц-серицит-карбонатный метасоматит (кварц, серицит, брейнерит с 12-14% FeCO₃, пирит) - фуксит-кварц-карбонатный метасоматит (фуксит, кварц, брейнерит с 12% FeCO₃, хромит, пирит) -

кварц-карбонатный метасоматит (кварц, брейнерит с 10% FeCO_3 , хромит, пирит) - тальк-карбонатная порода (тальк, магнезит с 4,5% FeCO_3 , хромит).

Широко распространенные в рудном поле тальк-карбонатные (по ультраосновным породам) и существенно хлорит-карбонатные (по пропилитизированным габбро, диабазам, порфирирам и др. породам) метасоматиты образуются как в процессе лиственитизации, т.е. одновременно с лиственитами в последайковый период, так и в долиственитовое, точнее, в додайковое время. Додайковые метасоматиты по минеральному парагенезису аналогичны последайковым, но отличаются от них субрегиональным распространением (мощность последайковых метасоматитов обычно не превышает 2-3 м) и сланцеватым (последайковые метасоматиты массивны) сложением.

Общим для метасоматических колоннок является: а) более или менее закономерное уменьшение мощности метасоматитов по направлению от внешних зон колоннок к внутренним, б) сохранение реликтовых структур и текстур исходных пород в промежуточных и полное их отсутствие во внутренних зонах, в) постепенные переходы от внешних к промежуточным и более резкие (нередко наблюдаемые в пределах одного шлифа) - от промежуточных к внутренним зонам.

В метасоматических колонках, образовавшихся на контакте химически разнородных пород, общая мощность метасоматитов по более основным породам всегда больше таковой метасоматитов по более кислым породам.

Изменение минерального и химического состава пород в процессе лиственитизации и березитизации. Петрографическим исследованием и расчетом модального минерального состава исходных и в различной степени лиственитизированных пород по их химическому составу установлено, что в общем случае лиственитизация серпентинитов приводит к образованию метасоматических колоннок, во внешних зонах которых тальк и карбонат развиваются по серпентиниту, в промежуточных - карбонат по тальку и во внутренних - фуксит главным образом по хромиту. Высвобождающийся при замещении серпентина тальком и карбонатом и талька карбонатом кремнезем кристаллизуется в основном на месте в виде кварца; лишь незначительная часть его выносится. Количество кварца и карбоната, а также $F_{\text{ат}}$ (железистость в атомных%) последнего в направлении от серпентинитов к осевой зоне метасоматической колонки увеличивается. При замещении зеленых апоультрабазитовых лиственитов желтыми лиственитами происходит растворение части кварца и фуксита и вынос компонентов, входящих в состав названных минералов; $F_{\text{ат}}$ карбоната понижается.

Лиственитизация пропилитизированных габбро, диабазов и порфиритов происходит по единой схеме. Во внешних зонах колоннок актинолит, эпидот, биотит замещаются главным образом хлоритом и карбонатом. Плаггиоклаз при этом деанортизируется и иногда серицитизируется. В направлении от внешней зоны метасоматических колоннок к внутренней фиксируется замещение сначала хлорита (альбитизация, серицитизация), затем альбита (серицитизируется). Изредка, однако, отмечается обратная последовательность: первым замещается альбит и только за ним - хлорит. Названные минеральные преобразования сопровождаются выносом кремнезема.

На Шульгинском месторождении наблюдались случаи замещения апогаббровых и аподиабазовых лиственитов более поздними (установлено по пересечению) кварц-серицитовыми метасоматитами.

Березитизация пород рудного поля (альбитизированных диорит-, плаггиогранит- и гранит-порфиром) приводит к деанортизации плаггиоклаза, замещению микроклина и увеличению количества кварца и мусковита. Для колоннок по диорит- и плаггиогранит-порфирам, кроме того, установлено возрастание $F_{\text{ат}}$ карбоната в направлении от их внешней зоны к внутренним. Для колоннок, сформировавшихся при развитии лиственитизации и березитизации на контакте различных по химическому составу пород, установлены признаки биметасоматического происхождения. При существенном различии в составе контактирующих пород (например, гранит-порфиры и тальк-

карбонатные породы) биметасоматоз является главным фактором, определяющим ход реакций гидротермально-метасоматического преобразования, при не очень значительной разнице в составе контактирующих пород биметасоматоз при гидротермальном изменении также проявляется, но доминирует избирательный метасоматоз (подробнее об этом см. в работе В.Н.Сазонова, 1975).

В целом для процесса лиственитизации и березитизации характерен привнос углерода, калия, серы и вынос кремния и, как правило, натрия. Лишь при березитизации гранит-порфиров кремнезем может как выноситься, так и привноситься. В процессе лиственитизации пород их пористость изменяется. Так, лиственитизация серпентинитов и габбро происходит с уменьшением пористости, а тальк-карбонатных пород как с уменьшением, так и с увеличением ее. Для небольшого количества метасоматических колонок, возникших при березитизации гранитоидов, установлено уменьшение пористости по мере продвижения от внешней зоны к внутренней. Развитие рудной минерализации понижает пористость пород.

Сравнительная петрохимическая характеристика лиственитов, образованных по различным исходным породам. Исследование различий в химическом составе лиственитов, образованных по серпентитам, габбро, диабазам и порфиритам, проводилось построением, по данным 182 химических анализов проб названных метасоматитов, двухкомпонентных диаграмм зависимости между содержаниями CaO и MgO , SiO_2 и CO_2 , а также между содержаниями SiO_2 или CO_2 и одного из следующих компонентов: Al_2O_3 , TiO_2 , Cr_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$. Анализ диаграмм показал, что между содержанием CO_2 и SiO_2 в лиственитах существует обратная, а между содержаниями MgO и CO_2 - прямая линейная зависимость. На большинстве диаграмм точки анализов лиственитов различных типов группируются в два поля, которые частично перекрываются. Одно из полей соответствует точкам, представляющим анализы апогаббровых, аподиабазовых и апопорфиритовых лиственитов.

Кроме названных диаграмм, для детального разделения лиственитов по химическому составу использовались приемы математической статистики. С их помощью выяснено, что распределение большинства петрогенных компонентов во всех типах лиственитов удовлетворительно согласуется с нормальным законом. На основании сравнения средних содержаний компонентов в различных типах лиственитов по t-критерию Стьюдента (или Родионова) установлено:

1) апоультрабазитовые листвениты от апогаббровых значительно отличаются (с вероятностью 95%) по средним содержаниям 13 из 14 компонентов, от аподиабазовых по всем 14, от апопорфиритовых - по 12, апогаббровые от аподиабазовых - по 5, от апопорфиритовых - по 8 и, наконец, аподиабазовые листвениты от апопорфиритовых отличаются по 5 компонентам из 14;

2) в ряду апоультрабазитовые - апопорфиритовые листвениты проявлена тенденция к уменьшению содержания CO_2 , MgO , NiO , Cr_2O_3 , и к увеличению - SiO_2 , FeO , Na_2O , CaO , K_2O , P_2O_5 .

Выявленные различия в химическом составе апоультрабазитовых, апогаббровых, аподиабазовых и апопорфиритовых лиственитов в связи с тем, что они образовались при воздействии одних и тех же растворов, вполне очевидно, обусловлены различием литологического, точнее химического, состава исходных пород.

Трансформация текстур и структур при березитизации-лиственитизации. Работа В.Н.Сазонова и Н.И.Бородаевского (1980) посвящена изучению трансформации текстур и структур пород при их березитизации-лиственитизации. Выводы ее сводятся к следующему. Текстура эдукта при его метасоматическом преобразовании консервативна, обычно сохраняется. Ее нетрудно в качестве реликтовой усмотреть даже в березитах-лиственитах. Структура пород в этом процессе менее устойчива: уже во внешней зоне колонок ее характерные черты утрачиваются, но здесь она легко воссоздается по реликтам; в промежуточной зоне реликты структуры первичной породы редки, первичная

структура по ним воссоздается с трудом; во внутренней зоне реликты структуры эдукта обычно не фиксируются (в случае отсутствия в метасоматитах рекристаллизации она "улавливается" по характеру расположения вновь образованных минералов - кварца, карбоната, слюды). Меньшая устойчивость структур пород по сравнению с текстурами при метасоматозе объясняется подвижностью границ зерен минералов (Жабин, 1975). Зная текстуры метасоматитов, можно судить об условиях их образования: наличие стресса (полосчатая, сланцеватая текстуры), дробления (пятнистая, прожилковая, пятнисто-прожилковая, брекчиевидная текстуры). Структуры этих пород позволяют судить о типе равновесия, достигнутом системой: химическом, когда состав минеральных фаз равновесен, а их границы неравновесны, и физико-химическом, когда и состав, и границы зерен минералов равновесны (Жабин, 1975). Направление преобразования структур пород при метасоматозе с увеличением или с уменьшением величины зерен минеральных фаз и др. позволяет судить о состоянии метасоматизирующего раствора (кислотность, степень пересыщенности и др.).

Конкретные примеры преобразования структур гранит-порфиров при березитизации и рекристаллизации последних, а также серпентинитов при их лиственитизации иллюстрируются рис.126 и 127 (характеристические детали см. в подписях к рисункам).

Минералы из метасоматитов зон лиственитизации и березитизации и их исходных пород; соотношение железистости между некоторыми сосуществующими минералами лиственитизированных пород. В этом разделе на основе главным образом данных химического анализа монофракций минералов характеризуются изменение состава минеральных фаз в процессе лиственитизации и соотношение железистости между следующими сосуществующими в лиственитизированных породах минеральными парами: карбонат ряда доломит-анкерит; карбонат ряда магнезит-сидерит, карбонат - хлорит, карбонат- слюда, карбонат- тальк.

В результате проведенного исследования установлено, что состав новообразованных при лиственитизации и березитизации минеральных фаз предопределяется в основном составом исходных пород. Так, в ультрабазитах, относительно бедных железом и алюминием, но обогащенных магнием, при лиственитизации развиваются магнезит или маложелезистый брейнерит, тальк, малоглиноземистые и относительно маложелезистые хлориты. В диабазах и порфиритах, менее богатых магнием, чем ультрабазиты, но обогащенных, по сравнению с последними, железом, алюминием и кальцием, часто образуются высокожелезистые карбонаты ряда доломит-анкерит, реже ряда магнезит-сидерит и хлориты. Лиственитизация актинолитизированных пироксенитов, более богатых, чем апоперидотитовые серпентиниты, алюминием, приводит к образованию промежуточной зоны хлорит-карбонатного, но не тальк-карбонатного состава; последняя зона, как уже отмечалось, характерна только для апосерпентинитовых колонок.

Пропилитизация пород сопровождается уменьшением F_{gr} амфибола, а также выносом из него алюминия. Железистость эпидота и хлорита возрастает с переходом от пропилитов актинолит-эпидотовой к пропилитам эпидот-хлоритовой фации.

При лиственитизации пород происходит увеличение железистости карбоната, хлорита, талька. Железистость фуксита в колонках по ультрабазитам возрастает по мере продвижения от серых лиственитов, где он появляется, в сторону кварцевой жилы, локализованной, как правило, в осевой части зоны зеленых лиственитов. Несколько увеличивается с приближением к кварцевой жиле и железистость парагонита, развитого в некоторых метасоматических колонках по пропилитизированным габбро. Интересно, что парагонит ассоциирует только с маложелезистым карбонатом ряда доломит-анкерит. Железистость мусковита в метасоматических колонках по пропилитизированным диабазам и порфиритам, а также в тех колонках по пропилитизированным габбро, которые отличаются высокой железистостью карбонатов внутренних зон, уменьшается по направлению от внешних зон лиственитизации к внутренним.

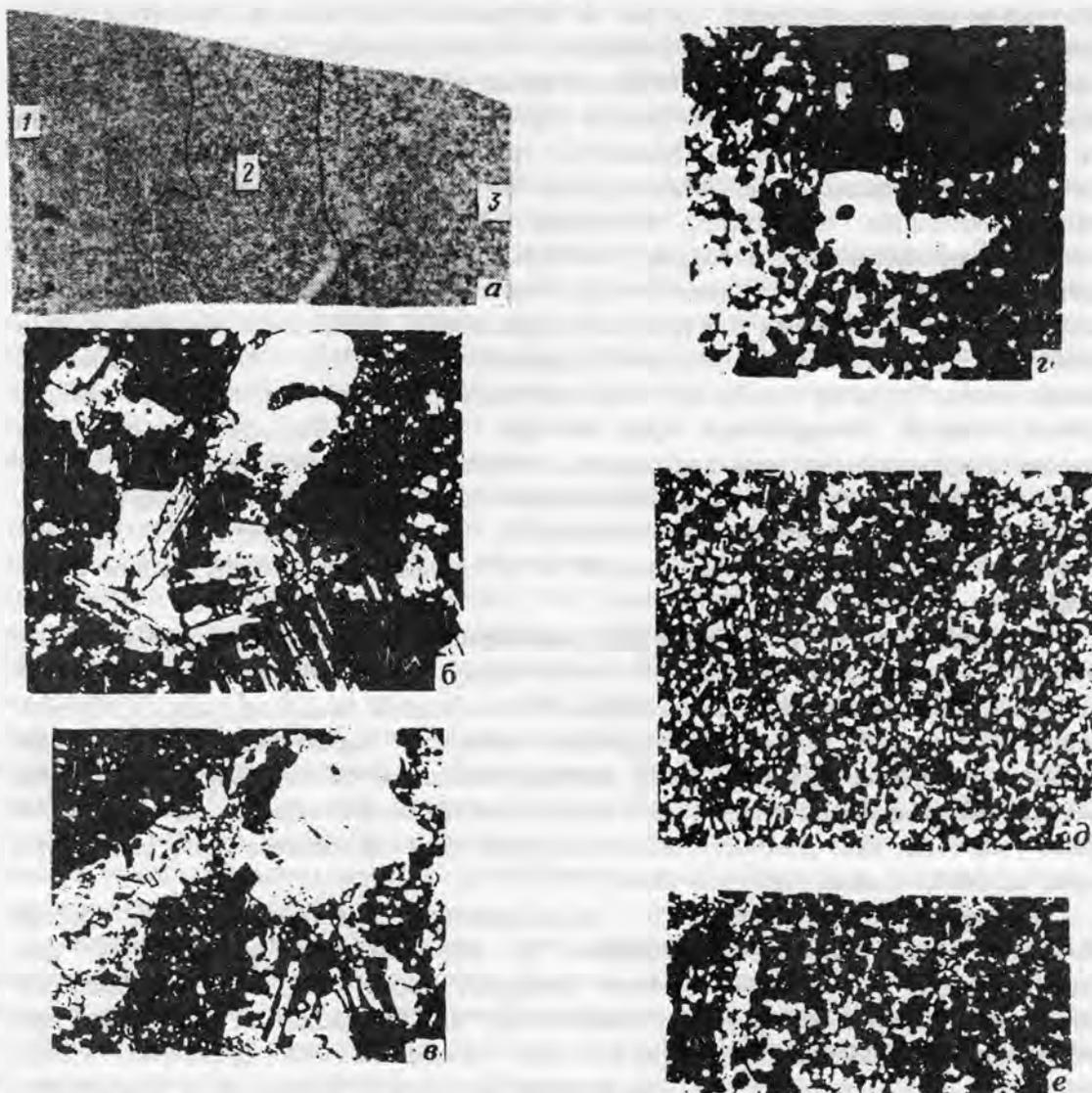


Рис. 126. Изменение структуры гранит-порфиров при их березитизации. Березовское месторождение (Средний Урал). По В.Н Сазонову и Н.И.Бородаевскому (1980):
a - фотография полированного образца, 3/4 натур вел.; *б* - *е* - микрофотографии прозрачных шлифов, ник. +, увел. 52. Рис. *б* - *е* иллюстрируют характерные черты структурных и минеральных преобразований в единой метасоматической колонке, *a* - метасоматическая зональность, возникшая при березитизации гранит-порфиров. 1 - березит, 2 - кварц-альбит-серицитовый метасоматит с пиритом; 3 - кварц-альбит-микроклин-серицитовый метасоматит с пиритом. Зоны 2 и 3 рассекает кварцевый прожилок. Исходная порода не представлена; в зоне 1 развит ранний (мелкие, обычно кубической формы кристаллы) и поздний (прожилки и пятнистые мелкозернистые скопления) пирит; *б* - гранит-порфир. Структура основной массы гранитовая (наиболее крупные и распространенные вкрапленники представлены кварцем и плагиоклазом. Состав: кварц, плагиоклаз, микроклин (8 - 15%), биотит, рутил, апатит, магнетит; *в* - кварц-альбит-серицитовый метасоматит. Первичная структура породы фиксируется по реликтовым зернам кварца и плагиоклаза. Зерна первого часто раздроблены и замещаются кварц-серицитовым мелкозернистым агрегатом: альбит переполнен чешуйками серицита, но легко диагностируется по реликтовой двойниковой структуре (нижняя правая часть рисунка), *г* - березит. Видно замещение порфировых вкрапленников кварца мелкозернистым кварц-серицитовым агрегатом. Вновь образованная структура лепидогранобластовая, однако наблюдаются реликты первичной структуры - порфировые вкрапленники кварца, *д* - рекристаллизованный березит (кварц+серицит+анкерит, последнего до 2 - 3%). Порфировые вкрапленники полностью "съедены" кварц-серицитовым агрегатом. Структура микрогранулепидобластовая; *е* - характер развития серицитового агрегата ("пятна" и прожилки) по вкрапленнику плагиоклаза в гранит-порфире. Видна коррозионная структура замещения

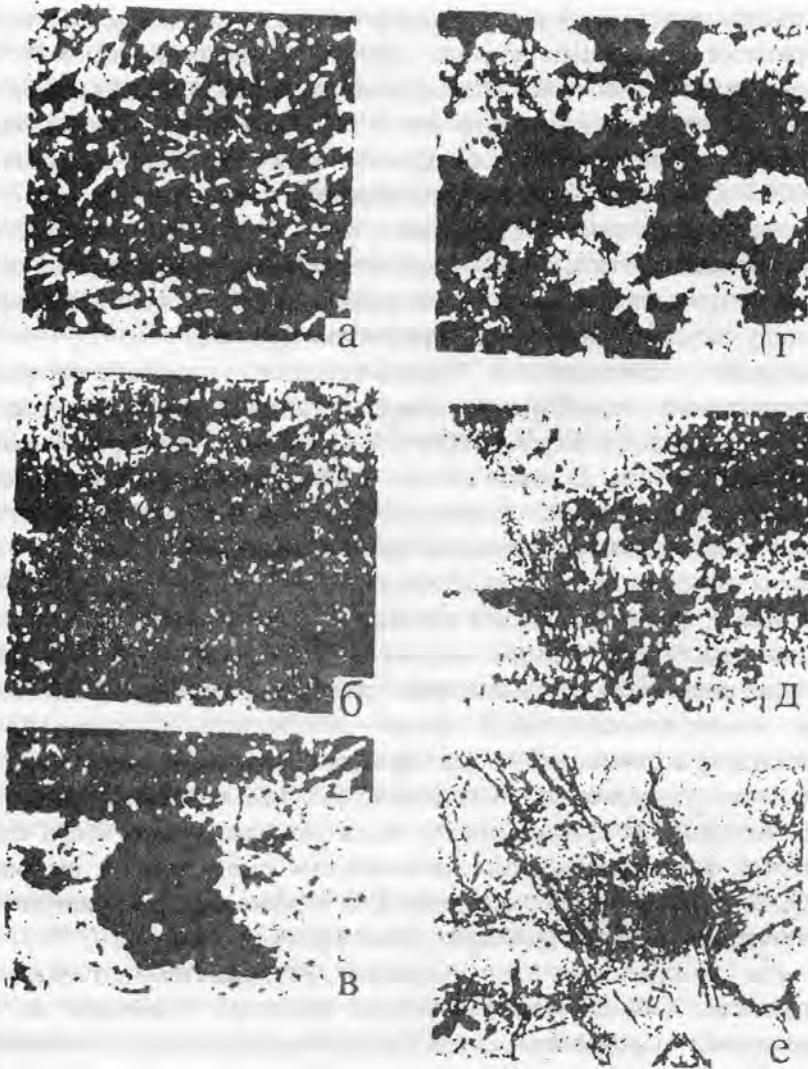


Рис. 127. Эволюция структуры и минерального состава серпентинитов при лиственитизации. Месторождения Благодатное, Пышминско-Ключевское (Средний Урал) и Карабашское (Южный Урал).

По (Сазонов, Бородаевский, 1980):

a - в - микрофотографии прозрачных шлифов, ник. +, увеличение: *a - д* - 48, *e* - 52.

a - антигоритовый серпентинит листоватой структуры, *б* - тальк-карбонатный метасоматит. Структура порфиробластовая: в микро-лепидобластовой основной ткани породы (представлена тальком) располагаются крупные зерна магнетита-брейнерита. В некоторых случаях в тальковом агрегате отмечается реликтовый антигорит; *в* - резкий контакт антигоритового серпентинита (темно-серое сверху) с тальк-карбонатным метасоматитом (светло-серое внизу). Черное в нижней части рисунка - хромшпинелид *г - д* - серый лиственит (кварц+карбонат) гранобластовой структуры. На рис. *д* представлен рекристаллизованный серый лиственит; *е* - зеленый лиственит (кварц+магнетит-брейнерит+фуксит) лепидогранобластовой структуры. Видны зерна карбоната со спайностью, кварца (часто близки к изометричным) и мелкие чешуйки фуксита. Последний образует кайму около реликтового зерна хромшпинелида. Черное, равномерно распределенное в зернах карбоната - магнетитовая "пыль"

Железистость и состав карбонатов, возникающих в процессе лиственитизации, предопределяются, кроме таких факторов, как pH раствора, потенциал концентрации CO_2 , серы и кислорода, температура образования, соотношением $\text{MgO}, \text{CaO}, \text{FeO}$ в системе. В лиственитах по ультраосновным породам при отсутствии привноса кальция

чаще всего развивается магнезит или брейнерит с железистостью, не превышающей 15%. Реже, при привносе растворами кальция образуются доломит (до 8-10 % FeCO_3) и кальцит. В лиственитах по пропилизированным габбро, диабазам и порфирирам обычен карбонат ряда доломит-анкерит (от 3 до 25% FeCO_3). Однако, наряду с этим карбонатом, в них довольно часто образуются карбонат ряда магнезит-сидерит (от магнезита с 30% FeCO_3 вплоть до чистого сидерита) и кальцит.

Железистость перечисленных выше пар минералов, сосуществующих в лиственизированных породах, связана прямолинейной коррелятивной зависимостью. Из этого следует, что в процессе лиственизации может достигаться довольно полное равновесие между сосуществующими минеральными фазами.

Исследование минеральных парагенезисов пропилизированных и лиственизированных пород. Анализ парагенетических диаграмм, рассчитанных и построенных по методике Д.С. Коржинского (1957), показал, что образование пропилитов происходит при $P_{\text{H}_2\text{O}} > P_{\text{CO}_2}$. В связи с этим в них доминируют гидроксилсодержащие минералы (актинолит, эпидот, биотит, хлорит), а карбонаты отмечаются в незначительном количестве и представлены единственной разновидностью - кальцитом.

Пропилиты актинолит-эпидотовой, эпидот-хлоритовой, хлорит-кварц-серицитовой и кварц-серицитовой фаций возникают одновременно при воздействии одних и тех же гидротермальных растворов. Однако названные фации пропилитов образуются при различных термодинамических параметрах состояния системы. Для возникновения парагенезисов актинолит-эпидотовой фации необходимы высокая (относительно) температура и низкий потенциал CO_2 ; для образования парагенезисов эпидот-хлоритовой фации - более низкая температура, но несколько больший потенциал CO_2 и более низкий рН раствора; наконец, для формирования парагенезисов хлорит-кварц-серицитовой и кварц-серицитовой фаций необходимы минимальные температура и рН, максимальный потенциал CO_2 , а также больший потенциал K_2O в растворах, по сравнению с тем, при котором образуются более высокотемпературные фации пропилитов.

Листвениты, по сравнению с пропилитами, развиваются при существенно более высокой активности CO_2 в воздействующем растворе. Поэтому не случайно в лиственизированных породах отмечается большое количество (до 50-60 и более мас. %) карбонатов ряда доломит-анкерит и ряда магнезит-сидерит. В некоторых разностях лиственизированных пород, наряду с карбонатами названных рядов, отмечается кальцит.

Судя по смене минеральных парагенезисов лиственизированных пород по направлению от внешней зоны метасоматических колонок к внутренней, можно полагать, что образование внутренней зоны колонок (кварц-калиевая или натриевая слюда, карбонат) происходит в условиях кислой, промежуточных (талек, карбонат, хлорит) - в условиях близонейтральной и внешней (антигорит, талек, кальцит или хлорит, кальцит, кварц) - видимо, в условиях щелочной среды. Максимальная железистость карбонатов характерна для внутренней зоны колонок, возникших при лиственизации пород. Она обусловлена, как показали термодинамические расчеты, высоким потенциалом CO_2 и рН раствора, при воздействии которого формируются названные колонки. В условиях высоких (относительно) потенциалов кислорода и серы образуются маложелезистые карбонаты. Если лиственизация происходит при пониженной температуре, то исходные породы могут сразу, без образования промежуточных зон, перерождаться в листвениты (кварц-слюдисто-карбонатного состава).

Для фаций апопропилитовых лиственитов, образующихся в условиях повышенной температуры и пониженного потенциала CO_2 , характерны парагенезисы: альбит+хлорит+кальцит и хлорит+доломит+кальцит. Снижение температуры и возрастание потенциала CO_2 в системе приводит к появлению в парагенезисах мусковита и к замещению кальцита карбонатом ряда доломит-анкерит.

Состав карбонатов в парагенезисах лиственизированных пород определяется не только составом исходных пород, как уже отмечалось, но и величиной рН, потенциалом

СО₂, серы и кислорода, а также содержанием в воздействующем на породы растворе магния, кальция и двухвалентного железа.

Миграция элементов-примесей в процессе лиственитизации; отличия различных типов лиственитов по некоторым элементам-примесям. Распределение содержаний элементов-примесей (хрома, никеля, кобальта, меди, титана, марганца, цинка, свинца, ванадия, стронция, бария и бора) в лиственитах и их исходных породах удовлетворительно согласуется с логнормальным законом. Этим они существенно отличаются от главных породообразующих элементов (кремния, алюминия, магния, кальция, натрия, калия и др.) лиственитов, распределение которых, как было показано выше, аппроксимируется в основном нормальным законом.

Наиболее вероятные средние содержания элементов-примесей в исходных для лиственитов района породах обычно в той или иной мере отличаются от их кларковых концентраций. При лиственитизации различные элементы-примеси ведут себя по-разному: одни мигрируют (привносятся или выносятся), другие - количественно не изменяются или почти не изменяются. Образование лиственитов всех изучавшихся типов (апоультрабазитовых, апогаббровых, аподиабазовых и апопорфиритовых) происходит при привносе олова, бериллия, молибдена, серебра и бора. Кроме того, лиственитизация серпентинитов сопровождается привносом цинка, выносом никеля и меди, лиственитизация габбро - привносом кобальта, свинца, бария, выносом - никеля, титана, лиственитизация диабазов - привносом бария, марганца, выносом - цинка, наконец, лиственитизация порфиритов - привносом меди, свинца, выносом - хрома, бария. Остальные элементы - примеси (из перечисленных выше) при лиственитизации одинаковых пород на одних месторождениях привносятся, на других - выносятся или на одних выносятся или привносятся, а на других сколько-нибудь значительно не мигрируют.

Установлена общая для района закономерность, заключающаяся в том, что по большему количеству элементов-примесей отличаются те листвениты, которые образовались по более различающимся по составу породам.

Привнос в процессе лиственитизации пород района олова, бериллия, молибдена и боа служит одним из доказательств связи растворов, вызвавших лиственитизацию пород района, с гранитоидным магматизмом.

Некоторые особенности генезиса лиственитов, березитов и некоторых других метасоматитов рудного поля. Как было показано выше, пропилиты, листвениты и березиты, додайковые хлорит- и тальк-карбонатные, а также послелиственитовые кварц-серицитовые и некоторые другие метасоматиты являются образованиями, возникновение которых обусловлено воздействием на породы растворов, связанных с гранитоидами.

Пропилиты и серпентиниты, характеризующиеся устойчивостью таких минералов, как актинолит, эпидот, серпентин, относятся к среднетемпературным, а листвениты (и березиты), судя по устойчивому парагенезису кварца и карбоната, к низкотемпературным породам (Коржинский, 1955). Естественно, что низкотемпературными являются и послелиственитовые кварц-серицитовые, монокварцевые метасоматиты и кварцевые жилы. При серпентинизации и пропилитизации (при относительно высокой температуре) растворы обладали повышенной активностью Н₂О и О₂ и низкой активностью СО₂, что подтверждается почти полным отсутствием карбонатов в серпентинитах и пропилитах.

Лиственитизация пород происходит при воздействии на них относительно низкотемпературных (не более 340 °С) с высокой активностью СО₂ растворов, обладающих кислой реакцией. Последнее доказывается: 1) возрастанием железистости карбонатов и хлоритов по мере продвижения от зон наименьшей лиственитизации, 2) некоторым выносом магния из внутренней зоны лиственитизации, 3) появлением в тальк-карбонатных метасоматитах, развивающихся при лиственитизации серпентинитов, хлорита и 4) иногда отмечающимся образованием при лиственитизации серпентинитов между антигоритовыми серпентинитами и тальк-карбонатными метасоматитами зоны тальк-карбонат-хлоритового состава.

Развитие кварц-серицитовых и монокварцевых метасоматитов по апогаббровым и апопорфиритовым лиственитам, заключающееся в замещении карбоната кварц-мусковитовым агрегатом и серицита - кварцем, происходит при воздействии более кислых, чем пришедшие в равновесие с лиственитами, растворов. Преобразование зеленых лиственитов (по тальк-карбонатным породам) в желтые, существенно карбонатные их разновидности, сопровождается не только увеличением количества карбоната, но и понижением его железистости. Этим доказывается, что подобное преобразование обусловлено воздействием на зеленые листвениты щелочных растворов.

Серпентиниты и пропилиты образуются, видимо, в условиях более щелочной среды, чем тальк-карбонатные, хлорит-карбонатные, кварц-серицитовые метасоматиты и листвениты. Об этом можно судить по появлению в пропилитах кальцита, как известно, образующегося в более щелочных, по сравнению с другими карбонатами, условиях, и по отмеченному выше положению антигоритовых серпентинитов в метасоматической колонке после зоны тальк-карбонат-хлоритовых метасоматитов, образование которых может происходить только в условиях нейтральной или близкой к ней среды, исключаяющей подвижность глинозема.

Пониженная кислотность растворов, вызывающих лиственитизацию и березитизацию, приводит к сохранению во внутренней зоне колонок микроклина, альбита, а также к более значительному выносу кремнезема.

Развитие лиственитизации при пониженной температуре приводит к выпадению из состава метасоматической зональности некоторых промежуточных зон. Зоны развития катаклаза, милонитизации и тектонических глинок являются своеобразными "барьерами" для растворов, ограничивающими, иногда полностью исключаящими, проницаемость последних. Такие "барьеры" в сочетании со степенью метасоматического замещения могут обусловить непосредственное соприкосновение исходных пород с любой из зон колонок.

Присутствие в некоторых апогаббровых лиственитах парагонита вместо мусковита или фуксита говорит о том, что при их формировании потенциал натрия существенно превышал потенциал калия. Одной из причин повышения потенциала натрия в растворах могло быть, видимо, обеднение их калием при образовании фукситсодержащих лиственитов по серпентинитам, подстилающим габбро.

На основе диаграммного (в координатах $\mu\text{H}_2\text{O}$ - μCO_2) анализа парагенезисов минералов, возникающих при лиственитизации пропилитизированных пород (габбро, диабазов, пироксен-плагноклазовых порфиритов и др.), выяснено: 1) колонки, для которых по мере продвижения от внешней зоны метасоматитов к внутренней устанавливается замещение сначала хлорита, а затем альбита, формируются в условиях пониженного потенциала $\mu\text{H}_2\text{O}$ и повышенного - μCO_2 , 2) колонки, в которых по направлению от внешней зоны к внутренней альбит исчезает раньше, чем хлорит, образуются под воздействием растворов с пониженным μCO_2 и повышенным - $\mu\text{H}_2\text{O}$.

Золотое оруденение образуется из щелочных растворов позже лиственитов, березитов и кварцевых жил. Перенос золота в щелочной среде может осуществляться в виде его комплексных соединений с серой и кислородом (Тюрин, 1966). При попадании растворов в относительно кислые породы (листвениты, березиты и др.) и кварцевые жилы комплексы разрушаются, происходит кристаллизация пирита. Высвобождающееся при этом золото может в качестве механической примеси захватываться кристаллизующимся пиритом (подтверждается субмикроскопической величиной золотинок, фиксируемых в таком пирите, и чрезвычайно неравномерным распределением в нем золота), входить в него изоморфно (Коробушкин, 1970) или (и) высаживаться на нем, а также на гексаэдрах и пентагондодекаэдрах пирита, синхронного с лиственитами и березитами (доказывается повышенным - 12 г/т - содержанием золота в кристаллах пирита названного габитуса, ассоциирующих с пиритом "рудной" стадии) электрохимическим путем. Какая - то часть

золота кристаллизуется вне связи с пиритом, образуя гнезда и прожилки в кварцевых жилах и иногда в лиственитах и березитах.

Наряду с тальк-карбонатными породами - продуктами лиственитизации серпентинитов, в пределах Березовского рудного поля есть также их разновидности, которые развились до этого процесса, точнее до даек гранитоид-порфиоров, в связи с гранитоидным магматизмом. В породах основного и среднего состава аналогами тальк-карбонатных пород являются хлорит-карбонатные метасоматиты. В отличие от метасоматитов березит-лиственитовой формации, имеющих небольшую (до 2-5 м) мощность и контролирующихся в основном трещинными структурами, метасоматиты тальк-карбонатной формации имеют площадное (до десятков квадратных километров) распространение, контролируются мощными зонами расланцевания, всегда со сланцеватой текстурой. В сравнении с апосерпентинитовыми лиственитами метасоматиты тальк-карбонатной формации развиваются при больших T , рН раствора, меньшей активности CO_2 , отсутствии привноса K . Разноформационные тальк-карбонатные метасоматиты различаются составом слагающих их карбонатов и характером распределения последних в вертикальных разрезах этих образований (Сазонов, 1984, с.21).

Кроме последайковых апосерпентинитовых известны последайковые хлоритовые метасоматиты. Они развились до лиственитов, имеют специфические условия локализации, зональности, минеральные парагенезисы, вполне определенное место и время в развитии гидротермальных процессов, "металлогенически" специализированы и являются источником хлоритового сырья и выделены в самостоятельную формацию, генетически связанную с гранитоидным магматизмом (Сазонов, 1984, с.24).

В Березовском рудном поле в ряде мест листвениты по серпентинитам и породам основного состава развиваются гидротермально-метасоматические кварциты. На основании послелиственитового возраста кварцитов предполагается их связь с кислым магматизмом. Они сформировались при низких PT -параметрах и малой активности CO_2 в растворах, в условиях кислой среды (Сазонов, 1984).

Характер связи между березитами, гумбеитами, и некоторыми другими метасоматитами. Д.С. Коржинским (1955) показано, что гумбеиты в отличие от березитов образуются при больших температуре и химическом потенциале K в растворе. Некоторые исследователи (Омельяненко, 1978; Спиридонов и др., 1995), однако, полагают, что если бы это было так, то в природе должны бы часто наблюдаться переходы березитов в гумбеиты. Приведенный в (Коржинский, 1955) пример смены гумбеитов березитами по мере выхода и удаления от массива щелочных гранитов Гумбейского района (Южный Урал) они склонны рассматривать как структурное совмещение разновозрастных метасоматитов.

Выше рассмотрено совмещение в Шарташском гранитоидном массиве эйситов с гумбеитами. В литературе описано (Лисицына, Раудонис, 1968) пространственное совмещение эйситов с метасоматитами кварц-серицитовой формации (рис.128). В первоисточнике последние описаны как березиты, но таковыми они не являются, так как во внутренней зоне колонки "березитизации диоритов" Г.А.Лисициной и П.А.Раудонис установлено отсутствие карбоната, а в промежуточной зоне - большая устойчивость хлорита по сравнению с альбитом.

Наши данные (Золото..., 1993; Сазонов, 1994; Сазонов, 1996), а также других исследователей (Околорудные..., 1990) свидетельствуют, что березиты и листвениты на некоторых месторождениях Урала и Средней Азии совмещены в пространстве (см. рис.128), более того, являются генетическими родственниками: в условиях проявления дросселирования березиты могут образовываться из "гумбеизирующих" растворов (Сазонов, 1996). Геологические наблюдения (Золото..., 1993; Коржинский, 1955; Сазонов, 1984; Сазонов, Огородников, Баталин, 1997 и др.) и результаты синтеза березитов и гумбеитов (Зарайский, 1989) дают основание полагать, что эти метасоматиты - продукты единого эволюционирующего в пространстве и времени процесса. Эволюция в

пространстве (в вертикальной и горизонтальной плоскостях) заключалась в падении T по мере удаления от источника растворов и синхронном уменьшении P и активности K . Заметим, что мультимпульсное развитие трещинообразования восходящего характера и (или) погружение источника растворов во времени приводят к тому, что на одном и том же эрозионном уровне фиксируются продукты разновременных стадий развития гидротермальной системы.

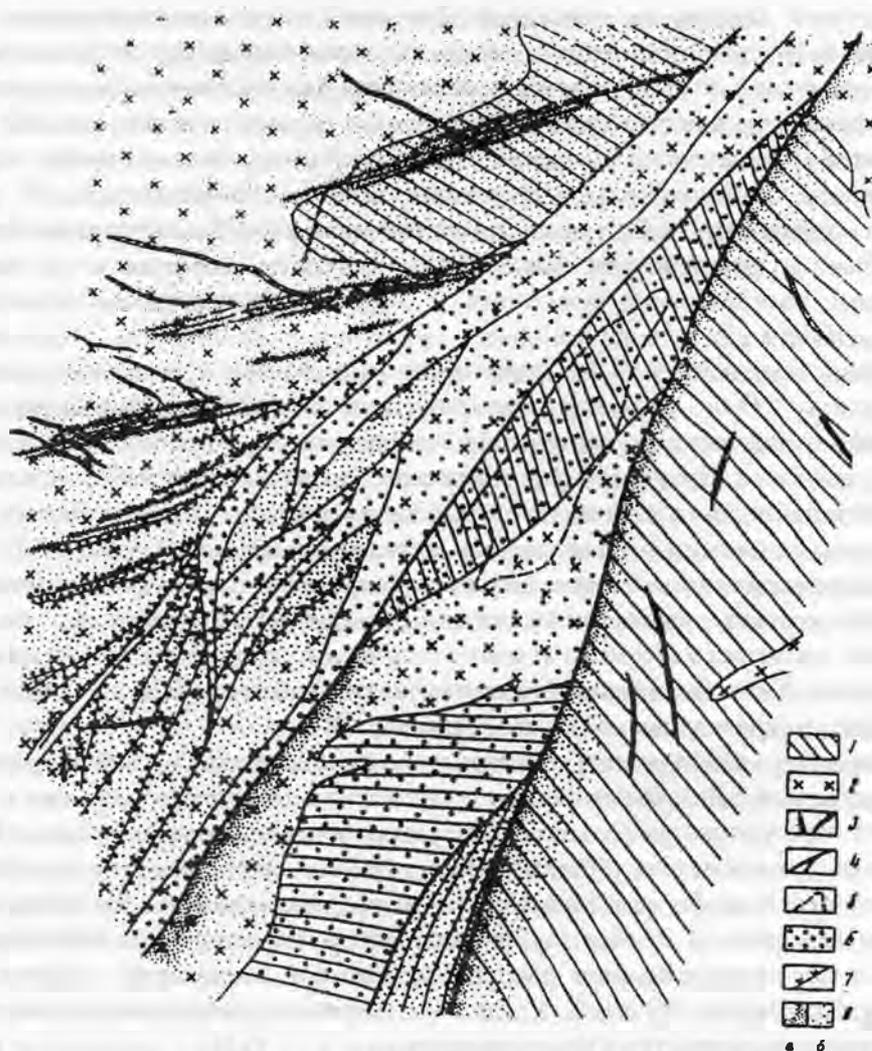


Рис. 128. Пространственные соотношения метасоматитов эйситовой и кварц-серицитовой формаций на одном из молибден-урановых месторождений.

По (Лисицина, Раудонис, 1968) с дополнениями и изменениями:

1 - эффузивно-осадочные образования; 2 - диориты; 3 - диоритовые порфириды и спессартиты (лайковые); 4 - разломы; 5 - граница распространения уранового оруденения; 6 - метасоматиты эйситовой формации; 7 - золотоносные кварцевые жилы; 8 - метасоматиты кварц-серицитовой формации: внутренняя (я) и внешняя (б) зоны колонки

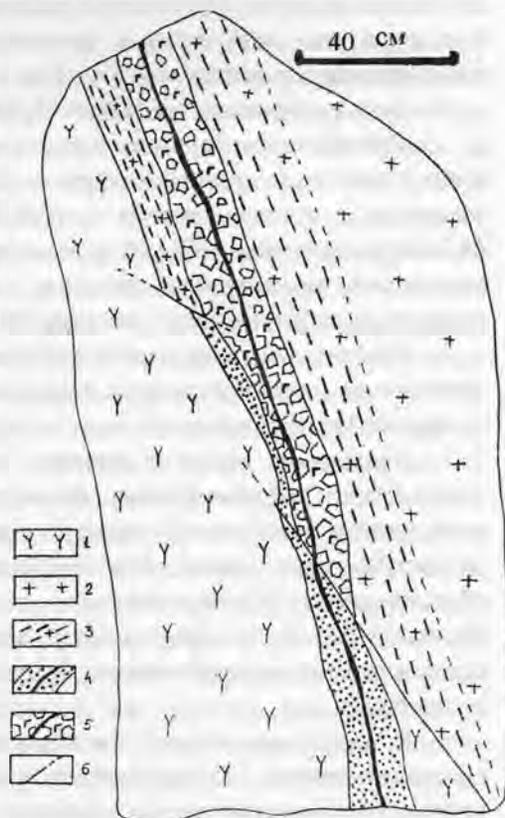
Например, в Шарташском щебеночном карьере (Березовское рудное поле, Средний Урал) можно видеть ранние гумбеиты (кварц+доломит+анкерит - в последнее время их описали М.В.Середкин и С.В.Прибавкин, 1997), метасоматиты, рассекающие гумбеиты и имеющие промежуточный между последними и березитами минеральный состав (кварц+серицит мусковитового типа+калишпат+доломит-анкерит - указанные авторы полагают, что это гумбеиты с наложенным серицитом), наконец, березиты

(кварц+серицит+доломит-анкерит) рассекают и те, и другие метасоматиты. В Илоптитском карьере (то же рудное поле) нами наблюдалось на одном и том же горизонтальном срезе развитие гумбеитов и эйситов. Наконец, отметим факт смены березитов и кварц-серицитовых метасоматитов аргиллизитами на месторождениях горного хрусталя (Ватиха, Астафьевское, соответственно на Среднем и Южном Урале) на глубине 90-120 м от современной поверхности. На основании приведенных выше, а также литературных (Околорудные..., 1990; Сазонов, 1984, 1996) данных метасоматиты, объединяемые общностью породившего их исходного гидротермального раствора, можно расположить в следующий ряд (в интервале 5-5,5 км от палеоповерхности): скарны - гумбеиты - кварц-калишпат-серицит-карбонатные (доломит-анкерит) метасоматиты - эйситы - березиты - кварц-серицитовые (с кальцитом или без него) метасоматиты - аргиллизиты. Гумбеиты и березиты в этом ряду расположены рядом, что обусловлено следующими причинами. Прежде всего, эти метасоматиты связаны (пространственно и генетически) с гранитоидами повышенной основности и (или) щелочности, являющимися, как правило, продуктами коллизионных процессов. Далее, указанное обстоятельство и относительная близость главных черт химизма процессов березитизации-лиственитизации и гумбеитизации (см. рис.120, химический состав этих метасоматитов по породам ряда гранит - базиты близок) обусловили тот факт, что березиты-листвениты и гумбеиты встречаются в одних и тех же рудных полях, но в зависимости от характера развития трещиноватости (восходящего или нисходящего) в "фациальных" (березиты с глубиной сменяются гумбеитами) или "фазовых" (березиты рассекают гумбеиты) соотношениях.

В 1998 г. в южном борту Шарташского карьера были получены дополнительные материалы по взаимоотношениям березитов и гумбеитов (см. рис. 129). Этот рисунок дает основание для вывода о том, что березиты могут формироваться (это выше уже подчеркивалось) в составе гумбеитовой формации, при пониженном химическом (по сравнению с формацией гумбеитов) потенциале К.

Рис.129. Развитие гумбеитов (по адамеллитам) и березитов (по лампрофирам) около одной и той же кварцевой жилы, содержащей карбонат и части колонки по лампрофирам и калишпат в части колонки по адамеллиту. Зарисовка фрагмента южного борта Шарташского щебеночного карьера (Средний Урал):

1 - лампрофир; 2 - адамеллит; 3 - зона расщелачивания и обогащения биотитом; 4 - кварц-карбонатная жила с сульфидами с оторочкой березитов; 5 - то же, но кварц-карбонатного состава, сопряженная с гумбеитами; 6 - тектоническая трещина



В рудных полях обычно развиты одна, две, реже три метасоматические формации. Как правило, более поздняя из них - более продуктивная. Обусловлено это главным образом перераспределением с концентрацией полезного компонента. В условиях относительно повышенной (5-1,8 км) глубинности развития гидротермального процесса совмещаются метасоматиты формаций, расположенных по соседству слева в вышеприведенном ряду. Это предопределяется тем, что T гидротермального раствора и боковых пород сопоставимы. В менее глубинных условиях (менее 0,8 км от палеоповерхности) температурное поле создается и поддерживается гидротермами. Поэтому, например, в околотрещинном пространстве могут развиваться минеральные парагенезисы, соответствующие березит-лиственитовой или кварц-серицитовой формациям, а с удалением от трещин, в пространстве с пониженной T (менее 250 °C), указанные парагенезисы сменяются таковыми, отвечающими аргиллизитовой формации.

Встает принципиальный вопрос об уровне (генетическом или только пространственном) связи березитов и гумбеитов. В работах Б.И.Омельяненко (1978), Э.М.Спиридонова и др. (1995, 1996) березиты и гумбеиты рассматриваются как дискретные образования. В частности, первый исследователь отмечает, что ни в одном случае не отмечено, чтобы березиты с глубиной сменялись гумбеитами или при переходе в породы повышенной щелочности. Гумбеиты (отмечает он) распространены в природе весьма ограниченно, а в районах развития березитов они обычно отсутствуют. Он согласен с взаимоотношением указанных метасоматитов на Гумбейских шеелитовых месторождениях (в гранитоидах развиты гумбеиты в ближайшем экзоконтакте - березиты, сопряженные с золотоносными кварцевыми жилами). В удаленном экзоконтакте отмечаются кварц-серицитовые метасоматиты с полиметаллической минерализацией (они наблюдались нами в старых горных выработках, расположенных в 1,5-2,0 км от контакта массива).

Возрастные взаимоотношения пропилитов, лиственитов, березитов, кварцевых жил и оруденения; время выделения золота в процессе лиственитизации. Пропилиты района образовались до даек плагиогранит- и гранит-порфиров, это доказывается присутствием в неизмененных гранитоидах отторженцев сланцеватых пропилитов, а также массивным сложением гранитоидов, секущих сланцеватость пропилитов (Сазонов, 1975).

Листвениты и березиты в рудном поле возникли одновременно после внедрения даек плагиогранит- и гранит-порфиров. Для околожильных лиственитов и березитов это доказано исследованиями А.Н.Заварицкого (1927), Н.И.Бородаевского и М.Б.Бородаевской (1947), а для тех и других метасоматитов, образовавшихся на контакте химически разнородных пород и являющихся членами единой метасоматической колонки, - работами В.Н.Сазонова (1975).

Разорванность процессов лиственитизации (и березитизации) и пропилитизация во времени подтверждается результатами определения абсолютного возраста лиственитов (и березитов) и пропилитов.

Кварцевые жилы в рудном поле формировались главным образом за счет кремнезема, выносившегося из пород при их метасоматической переработке. В лиственитах иногда наблюдаются реликтовые кварцевые жилы, развившиеся при пропилитизации пород. Их характерной особенностью являются: сложная форма, обусловленная формированием в полостях отслоений по плейчатости пропилитов, стекловатый облик темно-серого кварца (кварц жил периода лиственитизации и березитизации молочно-белый и светло-серый), отсутствие крупных газовой-жидких включений.

В кварцевых жилах, залегающих в лиственитах и березитах, установлено три генерации пирита. Первая (ранняя) представлена кубами (от 0,3 мм до 0,5-0,7 см и более), вторая (промежуточная по времени образования) - мелкозернистым золотоносным пиритом, образующим в жилах гнезда и прожилки, часто весьма неправильной формы. Прожилки золотоносного пирита иногда выходят из кварцевых жил во вмещающие

последние листвениты и березиты. Чаще же связь золотоносных прожилков пирита, локализующихся в лиственитах и березитах, с таковыми кварцевых жил прямыми наблюдениями не устанавливается. В таких случаях о синхронности образования названных прожилков свидетельствуют набор и содержание элементов-примесей в слагающем их пирите.

Кстати, пирит ранней генерации в лиственитах и березитах представлен крупными (до 3 см и более) идиоморфными кристаллами (гексаэдры и пентагондодекаэдры).

Третья (поздняя) генерация пирита (мелкозернистая разность) отмечена не только в кварце, но также в лиственитах, березитах и в послелиственитовых кварц-серицитовых метасоматитах. Она характеризуется высокой золотоносностью и тесной ассоциацией с блеклыми рудами, халькопиритом, галенитом и айкинитом.

На Березовском месторождении пирит первой генерации относится к кварц-карбонатной, второй - к кварц-пиритовой и третьей - к полиметаллической минеральным ассоциациям (Михайлова, 1969).

Интересные данные о золотоносности пирита из лиственитов получены путем обработки результатов радиоактивационного анализа на золото его монофракций. Оказалось, что содержание золота в кубах пирита, одновременных с лиственитами, сопоставимо с количеством его в других порообразующих минералах названных метасоматитов. Некоторое возрастание концентрации золота в гексаэдрах пирита отмечено по мере приближения к локализованным в лиственитах золотоносным кварцевым жилам. Пентагондодекаэдры пирита, развитые в лиственитах вблизи питающих трещин, более золотоносны, чем охарактеризованные гексаэдры этого минерала. Наиболее золотоносным в лиственитах оказался мелкозернистый пирит, фиксируемый чаще всего в прожилках, в непосредственной близости от богатых золотом кварцевых жил.

Таким образом, золото в лиственитах рудного поля концентрировалось тогда, когда названные метасоматиты были уже сформированы.

На восточном склоне Урала некоторыми исследователями выделяется протяженный (больше 100 км) дайковый пояс, в который включаются и дайки гранитоид-порфиров Березовского рудного поля (Хоментовский, 1958 и др.). Однако дайки в пределах этого пояса распространены не сплошную, а "пятнами" - сгустки даек располагаются в массивах тоналит-гранодиоритовой формации и в их надинтрузивной зоне. Последнее на примере Березовского рудного района хорошо проиллюстрировано в работе О.В.Беллавина и др. (1970). Мы располагаем собственным примером, подтверждающим это. По результатам поисковых работ, проведенных между Березовским и Благодатным рудными полями, можно утверждать, что названные дайки концентрируются в связи (как минимум в пространственной) с Шарташским и Кедровским массивами адамеллитов. Что же касается промежутка между этими рудными полями, то в нем даек нет (во всяком случае, они не были встречены при указанных поисках). Согласно Б.В.Чеснокову (1981), гидротермальная минерализация Березовского рудного поля представляет собой единое целое; ее продукты имеют симметричное распределение в пространстве, аппроксимируются эллиптическим конусом с обращенной вниз вершиной. Простираение в плане длинной оси эллипса совпадает с таковым даек гранитоид-порфиров Березовского месторождения, а центр его приурочен к центральной части последнего. На этой основе О.В.Беллавин и др. (1970) сделали вывод о прямой связи гидротермальной минерализации Березовского рудного поля с мощностью и формой кровли Большого Шарташского массива гранитоидов. Последний представлен Шарташским массивом адамеллитов (см. рис. 122), а также слепыми Шпанчевским (кровля расположена на глубине 1 км) и Малоистокским (мощность кровли не менее 4 км) массивами, очевидно, такого же состава. Мы согласны с таким заключением. Оно, по нашему мнению, подтверждается вертикальной зональностью околорудных метасоматитов в пределах Березовского рудного поля (рис. 130), а также зональностью продуктивных рудных минеральных ассоциаций. Последние будут рассмотрены ниже по материалам

И.Т.Самарцева и др. (1973, 1976 г.). По данным О.В.Беллавина и др. (1970), кровля Шарташского массива адамеллитов полого погружается к северу; на северном фланге Березовского месторождения она находится на глубине около 4 км. С таким представлением хорошо согласуются данные, приведенные на рис.129. Поясним суть дела: на северном фланге Березовского месторождения апикальная часть внутренней зоны ореола березитизации-лиственнитизации пород эродирована или расположена на глубине 300 - 360 м от поверхности. С учетом того, что месторождение является переходным от среднеглубинных к глубинным (Сазонов, 1980), для которых интервал оруденения в вертикальной плоскости может достигать 1 - 2 км, что оруденение развивается главным образом во внутренней зоне тел околорудно измененных пород и что на этом месторождении имеются рудные подсечения на глубине 0,9 - 1,1 км, можно полагать, что в его северной части оруденение сохранится, по крайней мере, до глубины 1 км.

Не менее отчетливо в Березовском рудном поле проявлена рудная зональность, причем как в горизонтальной, так и в вертикальной плоскостях. Шеелитсодержащие кварцевые жилы окаймляют Шарташский массив адамеллитов и полого погружаются под Березовское месторождение. Их околорудными метасоматитами являются эйситы и гумбеиты. По мере удаления от этого массива на север или в породы кровли (по вертикали) названные жилы сменяются более низкотемпературными их разностями с сульфидами. Продуктивность последних возрастает по мере продвижения на север, что было показано еще Н.И. и М.Б.Бородаевскими (1947) и подтверждено более поздними исследованиями (Самарцев и др., 1973; Сазонов, 1975 и др.). Заметим, что наиболее обогащенные участки кварцевых жил сопряжены с внутренней зоной ореолов околорудных изменений (рис.130). Отмеченная рудная и метасоматическая зональность является продуктом зонально построенного температурного поля, наведенного Шарташской гранитной интрузией (рис.131).

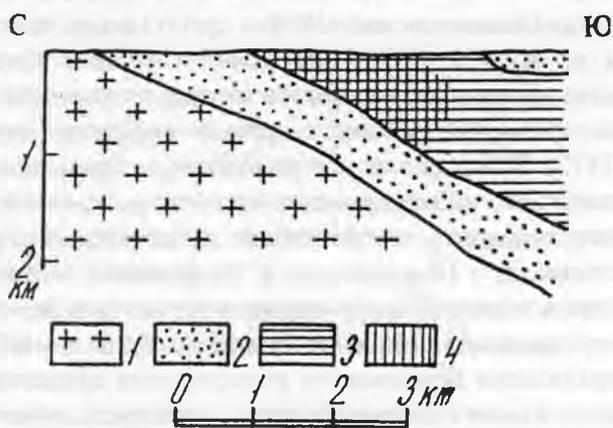


Рис.130. Характер изменения вертикального размаха внутренней зоны ореолов березитизации-лиственнитизации пород в меридиональном разрезе через Березовское рудное поле. По В.Н.Сазонову (1980):

1 - адамеллиты Шарташского массива; 2 - породы кровли массива; 3 - ореол березитизации-лиственнитизации; 4 - оруденение (установленное)

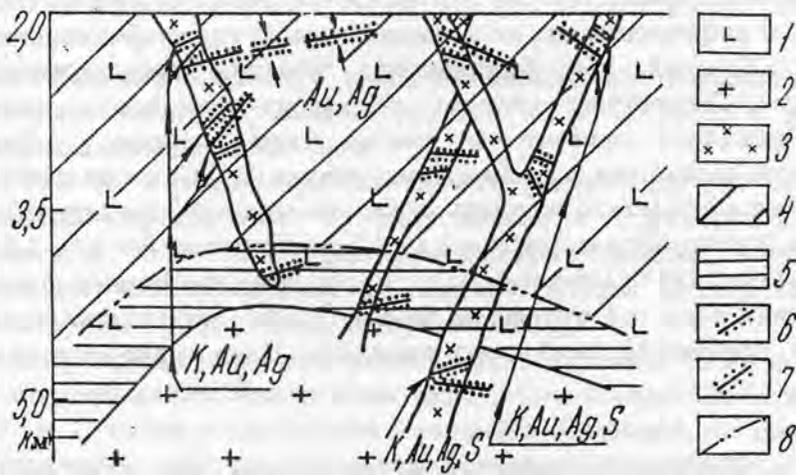


Рис. 131. Модель геолого-геохимической системы Березовского рудного поля.

По В.Н.Сазонову (1986):

1,2- породы кровли (1) и адамеллиты (2) Шарташского массива; 3 - дайки гранитоид-порфиров; 4, 5 - фации метаморфизма: зеленосланцевая (4) и амфиболитовая (5); 6 - золотоносные кварцевые жилы с ореолами березитов и лиственитов; 7 - шеелитсодержащие кварцевые жилы с ореолами гумбситов и эйситов; 8 - граница, разделяющая площади развития золотоносных и шеелитсодержащих кварцевых жил

То есть здесь мы сталкиваемся с той же ситуацией, что рассмотрено выше при характеристике Благодатного рудного поля. Можно спорить о генетической или парагенетической связи флюидов, действием которых образовано Березовское рудное поле, но указанная обусловленность температурного поля - факт очевидный.

На Березовском месторождении довольно отчетливо проявлена зональность литогеохимического ореола (Самарцев и др., 1973; Сазонов и др., 1993): сурьма, серебро, медь, свинец развиты на верхних горизонтах, а хром, кобальт, никель и вольфрам - на нижних. При развитии лиственнитизации в ультрабазитах и базитах хром, отчасти никель и кобальт выносятся на нижних горизонтах и накапливаются на верхних. Аналогично ведут себя Ca и Al. По И.Т.Самарцеву и др. (1973), параметр Pb/Zn закономерно уменьшается от 27 до 0,2 при продвижении с поверхности на глубину 0,7 - 0,8 км.

Руды Березовского рудного поля малосульфидные (содержание сульфидов не превышает 3 - 5 %). Золото представлено самородной и тонкодисперсной (в сульфидах) формами.

Пробность золота колеблется в пределах 840 - 980 (Мурзин и др., 1987). И.Т.Самарцевым и др. (1987) в кварцевых жилах выделены четыре минеральные ассоциации: анкерит-кварцевая, кварц-пиритовая, полиметаллическая (включает пирит, халькопирит, блеклые руды, айкинит и самородное золото) и карбонатная.

Из них продуктивными являются вторая и третья ассоциации. Однако существенная часть золота обуславливается третьей ассоциацией.

Изложенные выше данные по взаимоотношениям шарташских адамеллитов, даек гранитоид-порфиров, кварцевых жил и сопровождающих их метасоматитов, а также по геохимическим особенностям рудообразующего флюида представлены в виде рудно-геохимической модели Березовского месторождения на рис. 131. Комментарий к рисунку практически не нужен, так как выше его содержание уже в значительной мере обсуждено. Вне поля зрения осталось только следующее. Характерными элементами геохимической части названной системы являются: породообразующие - Si и K, рудные - Fe и Au, летучие - CO₂, S и Cl. Основные черты химизма процесса березитизации-

лиственитизации: привнос CO_2 , K и S, вынос Na, заимствование из вмещающих пород Sr, Mg, Ca и дифференциация их в пределах ореола гидротермально-метасоматических изменений. Кремний при березитизации кислых пород остается практически неподвижным. Увеличение глубины протекания процесса и основности среды минералообразования приводят к выносу этого элемента. Детально химизм березитизации рассмотрен в специальных работах В.Н.Сазонова (1975, 1984). Общее представление о нем можно получить путем элементарного анализа табл. 34. Березиты-листвениты формируются на глубине 1,8 - 4,5 км. При этом $P = 0,6 - 1,8$ кбар, $T = 410 - 150$ °C (Сазонов, 1984). Немного более 10 лет назад на северном фланге Березовского месторождения, в шахте Северной, на горизонте 520 м установлено большое количество самородков. Наиболее крупный из них весил 600 г. Один из них («утка») иллюстрируется рис. 132.

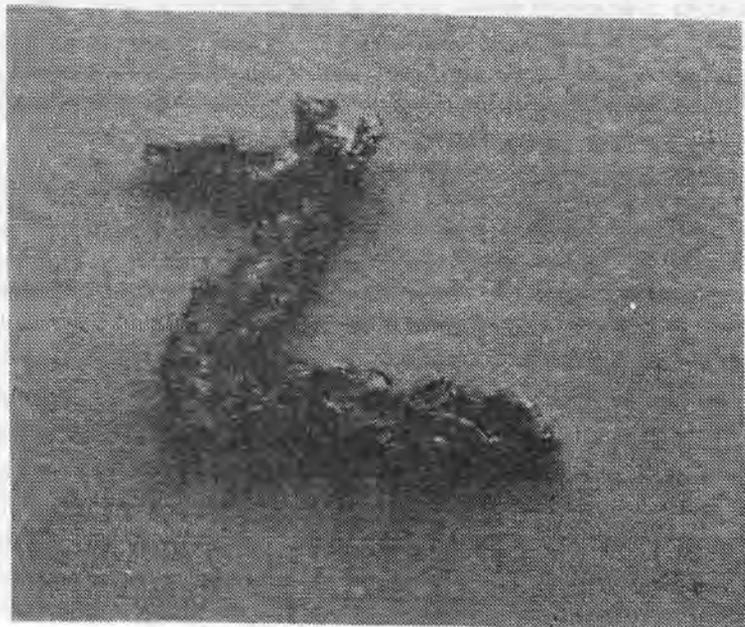


Рис. 132. Золотой самородок «Утка», найденный на Северной шахте Березовского месторождения (гор. 520 м). Увеличено в 2,3 раза

По данным В.В.Мурзина и др. (1987), самородки встречены в лестничных кварцевых жилах, в местах их выклинивания у контактов даек плагиогранит-порфиров (дайка Перво-Павловская) с лиственитизированными серпентинитами. Местами жилы переходят в листвениты и быстро выклиниваются. У выклинок самородки отмечены тоже. А.С.Таланцевым (Мурзин и др., 1987) установлено, что самородки золота образовались при $T = 160 - 200$ °C и ритмической вариации давления в незначительном интервале (0,4 - 0,2 кбар). В результате нестабильности давления проявлялся дроссельный эффект, послуживший основой для отложения в лестничных жилах ураганных количеств золота.

Источник гидротерм, обусловивших образование Березовского месторождения, гетерогенный: существенная часть его генетически связана с гранитоидами, какая-то часть поступила из вмещающих пород (Н.С.Бортников, В.Н.Сазонов, И.В.Викентьев, В.В.Мурзин и др., 1996 г.). Подобный вывод был получен ранее по золотоносным кварцевым жилам, связанным с ауэрбаховским гранодиоритовым комплексом (Сазонов, Мурзин, Шумилов, 1993). Для гумбеитов показано образование их из ювенильных растворов при отсутствии контаминации метеорными водами (Спиридонов и др., 1996).

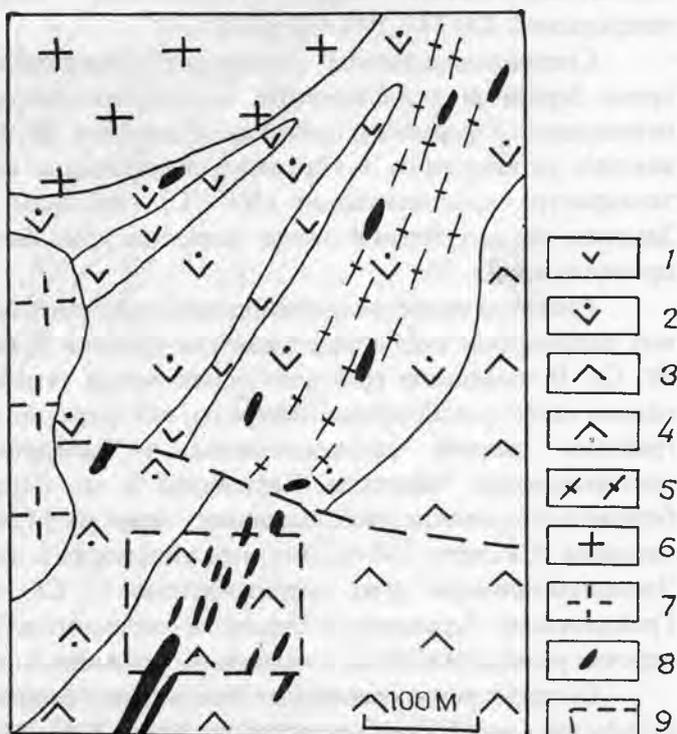
В районе г.Каменска-Уральского, у села Маминского, золото известно с 1891 г. В то время разрабатывались золотоносные россыпи по р. Сосновке и логу Курай. Россыпи обрабатывались примерно 5-6 лет.

В 1934-1944 гг. в районе села Маминского (на площади 300 км) выявлено большое количество кварцевых жил, сгруппированных на 10 участках. В указанный временной интервал жилы интенсивно разведывались (канавы, шурфы, дудки, штольни, скважины) и эксплуатировались (карьеры, шурфы, шахты), как правило, лишь до уровня грунтовых вод (обычно не глубже 35-40 м).

Район месторождения имеет отчетливое блоковое строение. Блоки представляют вытянутые в меридиональном направлении зоны, длина которых достигает 30-50, а ширина 10-15 км. С запада и востока они ограничены разломами, а с севера и юга - чаще также разломами, реже выклиниваются фациально. Матрицу блока, которому принадлежит Маминское месторождение, составляют метаморфизованные (зеленосланцевая фация) порфириты и туфы базальтового и андезит-базальтового составов, относящиеся к спилит-диабаз-кремнистой формации (Рапопорт, 1971). Возраст последней позднеордовикско-раннедевонский (Рапопорт, 1971) или верхи раннего ордовика (Тектоническая..., 1970). В этой матрице расположены дайки и маломощные дайкообразные тела раннекаменноугольных малокалиевых гранитов, гранодиоритов, по В.Н.Смирнову и Т.Л.Ведерниковой (1994), или плагиогранитов и гранодиоритов, по М.С.Рапопорту (1971, 1996), специализированных на золото, и среднекаменноугольных гранитов, с которыми пространственно и генетически сопряжена редкометальная (вольфрамовая и бериллиевая, сопряженная с грейзенами) минерализация (рис. 133).

Рис. 133. Схематическая геологическая карта района Маминского месторождения. По (Рапопорт, Ведерников и др., 1971, 1995):

1 - туффиты, туфопесчаники, алевролиты; 2 - метаморфизованные (зеленосланцевая фация) вулканиты средне-основного и основного состава; 3 - туффиты, туфоалевролиты, туфоконгломераты; 4 - туфы андезит-базальтовые, андезитовые с прослоями туффитов; 5 - зона развития тектонического дробления и высокотемпературного (биотитизация) метасоматоза; 6 - субщелочные лейкократовые граниты ($C_2 - P$); 7 - то же, альбитизированные и грейзенизированные; 8 - маминский комплекс малых интрузий кисло-среднего состава (C_1); 9 - граница Маминского месторождения



Согласно (Рапопорт, 1971), структурно район Маминского месторождения представляет синклиналь, сильно осложненную разломами преимущественно сдвиговой и надвиговой природы.

Месторождение локализуется в эндо- и экзоконтактной зонах массива малокальцевых гранитов-гранодиоритов, вытянутого в северо-восточном направлении (рис. 134). Прослеженная длина массива 600 м, максимальная ширина выхода на поверхность 80, минимальная 20 м. Это дайкообразное тело с западным падением. Как видно из рис. 135, у поверхности его падение крутое ($70-85^\circ$), с глубиной оно выполаживается, на глубине 100-150 м угол падения снижается до $35-40^\circ$. Вмещающие породы массива гранитоидов андезитовые туфы, туффиты и туфопесчаники, относящиеся к первой пачке базальт-андезит-дацитовый толщи (Рапопорт, 1971).

Месторождение представлено серией минерализованных сульфидами и золотом кварцевых (иногда с альбитом) жил. Последние, залегая в массиве, имеют субмеридиональное (преобладает) и субширотное простирание. За пределами массива нам известны только субмеридиональные жилы. Ряд жил установлен на контакте массива гранитоидов с породами его кровли. Всего на Маминском месторождении известны 11 продуктивных кварцевых жил (см. рис. 134, 135). Породы рудовмещающего комплекса здесь имеют моноклинальное западное падение под углом $45-65^\circ$.

Кроме продуктивных кварцевых жил, на месторождении выделен ряд тел минерализованных метасоматитов, относящихся к березит-лиственитовой формации (Сазонов и др., 1995). Они развиваются как по гранитоидам, так и по породам, вмещающим последние (см. рис. 134, 135). Тела метасоматитов залегают согласно с дайковидным телом гранитоидов, они прослежены до 200 м по простиранию и на глубину. Метасоматиты чаще фиксируются в гранитоидах, реже на контакте последних с породами кровли и еще реже - во вмещающих массив гранитоидов породах. В зонах березитизированных пород установлены кварцевые прожилки следующих направлений: СВ 340 , ЮЗ 230 и ЮВ 130° .

Специализированное минералого-геохимическое исследование показало, что, кроме березитов и лиственитов, в пределах месторождения развиты метасоматиты, относящиеся к формации грейзенов (Сазонов и др., 1995). Подтверждением последнего явилось установление в березитах парагенезиса кальцит+доломит, отвечающего по температуре кристаллизации (500°C) грейzenам (подробнее об этом см. ниже). Заметим что химический состав метасоматитов месторождения и их исходных пород приведен в табл. 36.

Грейзены существенно кварцевые, мусковитовые, иногда содержат турмалин. Для них типоморфны следующие элементы-примеси (Сазонов и др., 1995): W, Nb, Ta, Be, Sr, Cs. В маминских грейzenах почти всегда отмечается кальцит (первые проценты), однако такие типоморфные минералы, как флюорит и топаз, не характерны. Подобные грейзены широко распространены в Западном Узбекистане (например, на месторождениях Чангаллы, Карнабское и др. (Щербань и др., 1990)). Березиты и березиты-листвениты, наблюдавшиеся нами на Маминском месторождении, близки к типовым (Сазонов, 1984). Для них типоморфны серицит ($2M_1$) и доломит-анкерит. Элементы-примеси этих метасоматитов - Sr, Ni, Co, Ti (Рапопорт, 1971). Грейzenизация березитов (и березитов-лиственитов?) обуславливает дополнение этого перечня редкометальными элементами, указанными для грейzenов.

С грейzenизированными гранитами сопряжена рассеянная вкрапленность сульфидов - пирит, халькопирит, сфалерит. У зерен первых двух минералов отмечены каемки герсдорфита. Сфалерит, как правило, с эмульсионной вкрапленностью халькопирита, что свидетельствует об относительно высокой (не менее 400°C) температуре кристаллизации сульфидов.

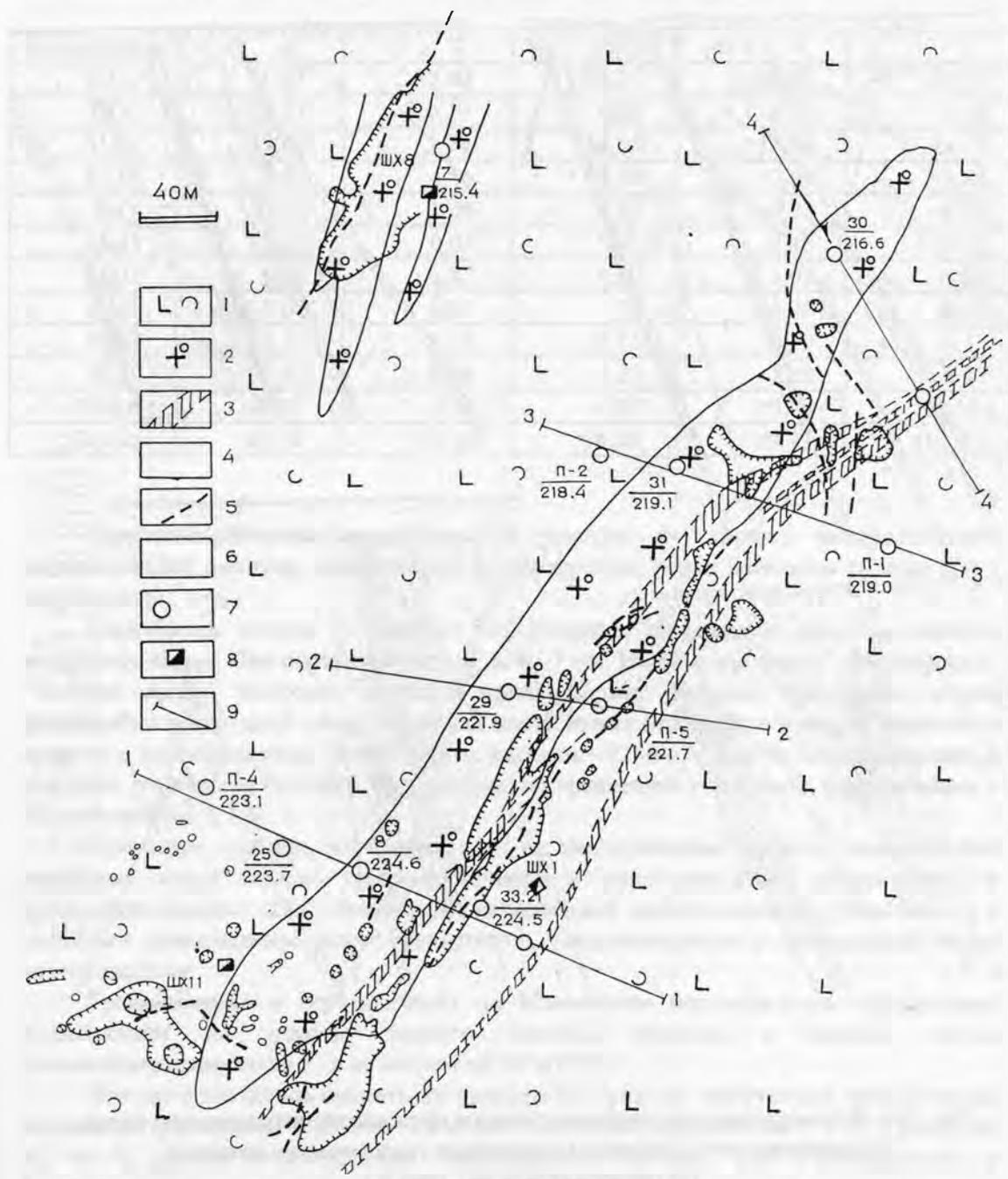


Рис. 134. Геологический план и ситуационная схема горных и буровых работ на Маминском месторождении. По (Ведерников и др., 1995);

1 - туфоалевролиты, туфопесчанники, туфиты; 2 - орбикулярные граниты; 3 - рудные тела (границы проведены по результатам опробования на золото); 4 - кварцевые жилы; 5 - контакты пород и направление их падения; 6 - карьеры и провалы (обрушенные очистные выработки); 7 - колонковые буровые скважины (в числителе - номер, в знаменателе - глубина в метрах); 8 - шахты и их номера; 9 - профили буровых скважин и их номера

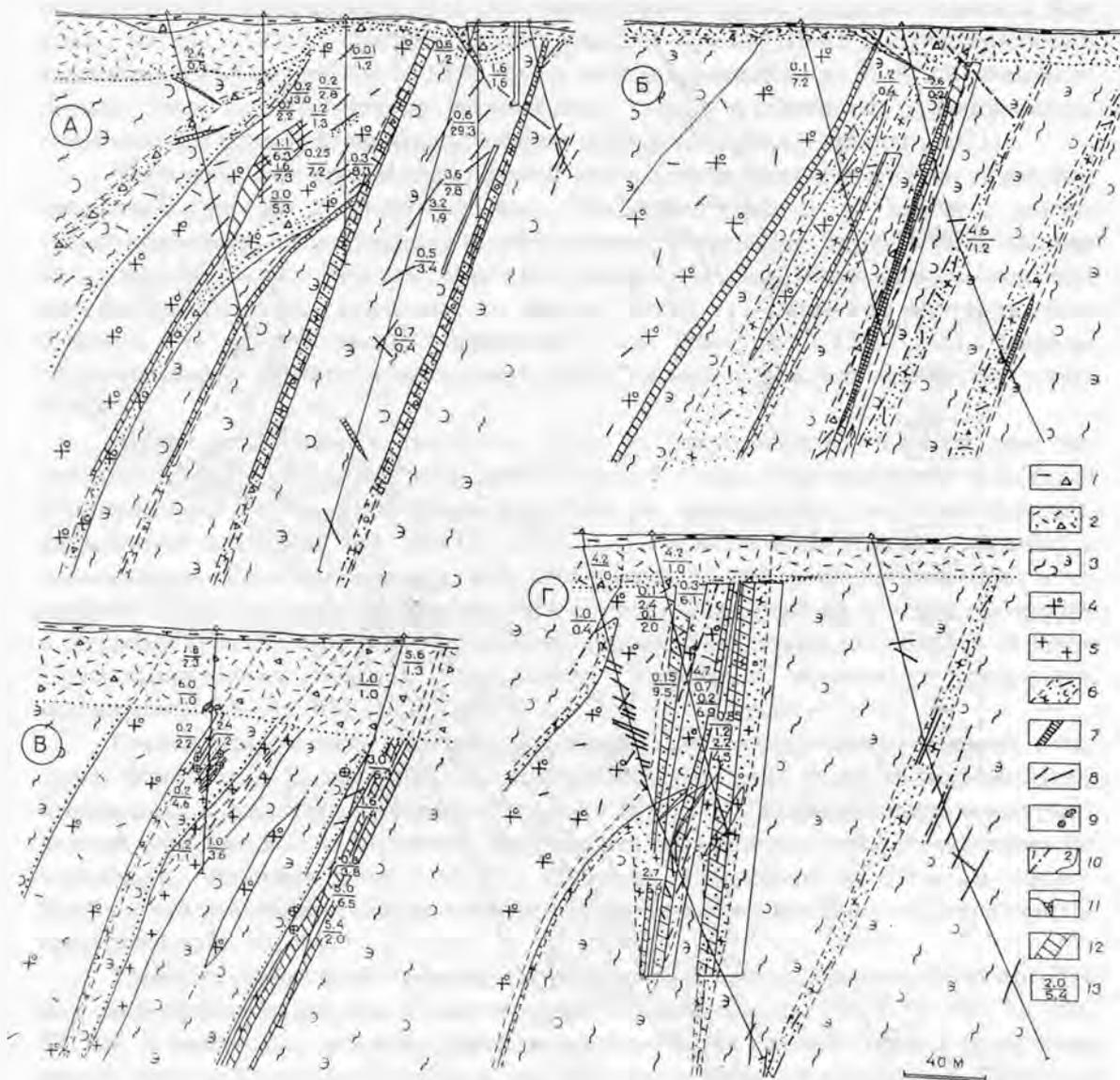


Рис. 135. Форма рудных тел кварц-жильного и прожилково-вкрапленного типов Маминского месторождения (поперечные геологические разрезы).

По (Ведерников и др., 1995 г.):

1 - рыхлые аллювиально-делювиальные образования; 2 - глинистая кора выветривания; 3 - туфоалевролиты, туфопесчаники, туффиты; 4 - граниты орбикулярные; 5 - гранодиориты, граниты; 6 - метасоматиты кварц-серицитового и кварц-хлорит-серицитового состава; 7 - кварцевые жилы; 8 - кварцевые прожилки; 9 - вкрапленность, скопление пирита (а) и желваки лимонита (б); 10 - тектонические трещины (а) и контакты пород (б); 11 - старые эксплуатационные выработки; 12 - рудные зоны; 13 - числитель - стволовая мощность (м), знаменатель - содержание Au (г/т)

Химический состав маминских гранитоидов ряда плагиогранит - гранит - гранодиорит (1), грейзенов (2), березитов (3), андезито-базальтовых порфиристов (4) и березитов-лиственитов (5) по ним.

По (Сазонов и др., 1985) с незначительными изменениями

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO ₂	74,02	87,90	68,25	54,60	42,72
TiO ₂	0,21	0,20	0,20	1,10	1,00
Al ₂ O ₃	15,00	2,74	16,85	17,00	14,25
Fe ₂ O ₃	0,82	4,56	1,50	2,60	2,85
FeO	1,12	1,08	1,28	7,22	6,72
MnO	0,02	0,03	0,03	0,15	0,10
MgO	0,45	0,87	0,80	5,01	6,84
CaO	0,62	0,67	1,10	6,20	8,00
Na ₂ O	4,53	0,03	0,13	4,23	0,17
K ₂ O	2,10	0,88	5,23	1,20	3,17
П.п.п.	1,05	0,84	3,82	0,60	14,10
Сумма	99,94	98,90	98,20	99,91	101,92

Березитизированные гранитоиды и породы их кровли минерализованы золотоносными пиритом, халькопиритом, сфалеритом, редко блеклыми рудами (Zn - тетраэдрит).

Самородное золото, по данным В.В.Мурзина, встречается довольно часто в кварцевых жилах. Оно образует частицы до 0,07 мм. Их обычная форма - каплевидная. "Золотые капли" наиболее часты в зернах пирита. Изредка самородное золото фиксируется в нерудной массе. Основная масса золота отложилась вместе с пиритом и отчасти с халькопиритом. Проба золота высокая - 925-967. Золото, ассоциирующее с пиритом, отличается большей пробыностью, по сравнению с таковым, сопряженным с халькопиритом.

Суммируя, еще раз подчеркнем, что на месторождении развиты золотоносные кварцевые жилы (только северо-восточного и северо-западного простирания) и золотопродуктивные зоны прожилково-вкрапленной минерализации, субогласные с основным дайковидным телом гранитоидов, локализованным в центральной части месторождения.

Грейзенизация и березитизация на Маминском месторождении обусловлены воздействием на породы кислого состава, флюида в первом случае специализированного на F, а во втором на Cl и CO₂.

Это мы попытались оценить на примере материалов, полученных при изучении маминских грейзенов и березитов. Исходные данные по содержанию F и Cl в апатитах из тех и других метасоматитов представлены на рис. 136. Грейзенизация и березитизация (максимальная температура формирования в первом случае составляет 500 °С - определена нами с помощью доломит-кальцитового термобарометра А.С.Таланцева, а во втором - не превышает 400 °С) обуславливают при своем развитии вынос из эдуктов F и Cl. Это совпадает с данными, полученными на других объектах, сопоставимых по температуре формирования (Сазонов и др., 1994). Гидротермальная система при развитии грейзенов (давление составляло 1,35 кбар - определено с использованием доломит-кальцитового термобарометра А.С.Таланцева) и березитов (Сазонов, 1984; Сазонов и др., 1994) была закрытой, поэтому галогены не удалялись

из нее, а по мере выноса из пород поступали во флюид. Во время наступления рудной (щелочной) стадии гидротермального процесса ($T=280-150\text{ }^{\circ}\text{C}$) количество хлора в системе достигало уровня, достаточного для кристаллизации водно-хлорного апатита. Очевидно, что золото в таком флюиде могло транспортироваться в виде хлоридных комплексов (Сазонов и др., 1994). При грейзенизации гранитоидов фтор из апатита выносился (см. рис. 136, б). Однако во флюиде его накопления, видимо, не было, о чем свидетельствует отсутствие в составе грейзенов флюорита. Следовательно, система была относительно разомкнутой, и фтор из нее постоянно удалялся. По-видимому, последним можно объяснить флюоритизацию известняков, проявленную западнее и южнее Маминского месторождения. И если бы такое удаление не происходило, то в конце концов флюорит в рассматриваемых грейзенах появился бы, что подтверждается нахождением его в рудах магнетит-скарновых месторождений, сформировавшихся, как известно, из хлоритипных растворов. Заметим, что нельзя полностью исключать и другой вариант - дифференциацию флюида на пути его миграции от места возникновения (граниты гранитной формации в широком смысле) к месту "рудоотложения" развития маминских грейзенов.

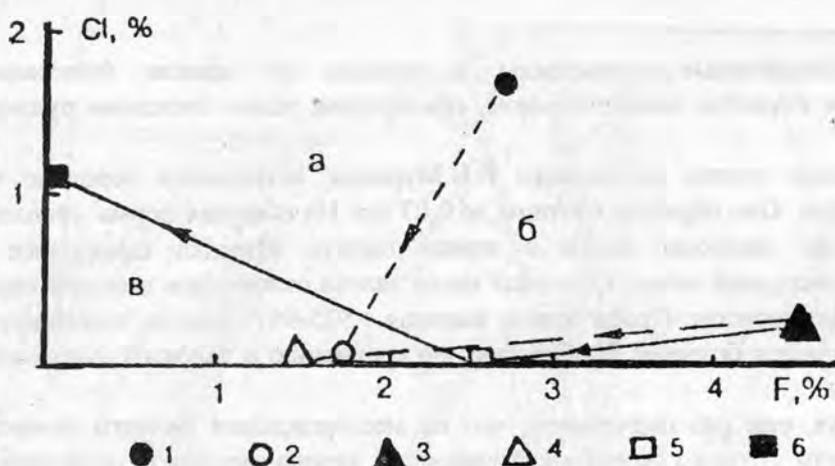


Рис. 136. Фтор и хлор в апатитах из метасоматитов и их эдуктов (Маминское месторождение):

а - в - графики соотношения F и Cl в апатитах из порфиров и березитов-лиственитов по ним (а); плагиогранитов и апоплагиогранитных грейзенов (б); плагиогранитов, березитов по ним и березитов с сопряженной сульфидной минерализацией (в). Линией соединены продукты единой метасоматической колонки: стрелка направлена от эдукта к дедукту (в сторону падения температуры). 1 - андезибазальтовый порфирит метаморфизованный (зеленосланцевая фация); 2 - апопорфировый березит-лиственит; 3 - плагиогранит; 4 - апоплагиогранитный грейзен; 5 - апоплагиогранитный березит; 6 - то же, но с сопряженной сульфидной минерализацией

Основные перспективы Маминского месторождения по золоту нужно связывать с зонами минерализованных метасоматитов. Что касается кварцевых жил, то практически все они отработаны до глубины 40-60 м, и глубже содержание золота в рудах понижается. Конечно, рациональное использование недр обязывает провести

экономическую оценку возможности обработки месторождения в комплексе - золотоносных зон минерализации, оставшихся частей кварцевых жил, коры выветривания (участков ее, примыкающих к жилам и сопряженных с телами метасоматитов) и эфелей обогатительной фабрики.

В заключение подчеркнем, что на Маминском месторождении развиты полихронные, полиформационные околорудные метасоматиты, которые пространственно совмещены.

Формационная принадлежность метасоматитов (грейзенов, березитов-лиственитов) определяется первичным составом флюида (точнее, источника его формирования), его эволюцией в пространстве и времени, обусловленной главным образом падением температуры в системе, а также состоянием последней (степенью закрытости).

КОЧКАРСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ (38)

Кочкарское рудное поле находится на территории г. Пласт на Южном Урале. Первая золотоносная кварцевая жила открыта в 1862 г. при разведке Успенского прииска. Это произошло спустя девять лет после начала разработок россыпей на прииске (1851 г.). Энергичные поиски и разработка многочисленных золотоносных жил начались после обработки богатых участков россыпей.

К 1900 г. открыто около 1000 жил, на которых в отдельные периоды действовало до 600 шурфов и мелких шахт. Средняя глубина разработки опустилась до 40-50 м и только по некоторым жилам - до 100-268 м. В 1912 г. начал работать завод с законченным циклом обработки руд. В общеуральской добыче золота Кочкарская система в 1913 г. давала 23% металла. По опубликованным материалам, с 1845 по 1917 гг. всего добыто 59792 кг золота.

В годы первой мировой (1914-1918 гг.) и гражданской (1918-1921 гг.) войн рудничное хозяйство пришло в упадок.

В 1923-1927 гг. начали развиваться старательские разработки. В 1928-1935 гг. проведена полная реконструкция рудников, восстановлены некоторые старые шахты, пройдены новые. Рудник получил электроэнергию от Челябинской ГРЭС. Предприятие стало одним из крупных и механизированных на Урале.

В настоящее время месторождение разрабатывается из новых шахт глубиной до 750 м. Бурением освещаются глубины 700 - 900 м от поверхности. Экономическое и материальное положение Кочкарского рудника плохое, так как после акционирования он лишился государственной поддержки.

Кочкарское рудное поле и окружающий его район с различной детальностью изучались в разные годы. Наибольший вклад в их познание внесли в дореволюционное время Н.К.Высоцкий (1897, 1898, 1900), в советское - И.И.Чупилин (1941), П.И.Кутюхин (1936), Н.И.Бородаевский, С.Д.Шер, С.С.Боришанская (1949), Г.М.Вировлянский и др.(1952). В конце 50-х - начале 60-х годов в рудном поле начали вести металлогенические исследования ВСЕГЕИ под руководством В.М.Сергиевского, З.Н.Балашова и др. (1958) и ЦНИГРИ под руководством Н.И.Бородаевского (с 1960 г). Большую и систематическую работу по изучению месторождения вели и ведут рудничные геологи: Ф.М.Казаченко, В.А.Бяков, Г.Н.Шавкин (1948), П.И.Терентьев, В.С.Рябов, В.И.Покусаев и другие. Поисками на золото в районе месторождения более 30 лет руководил Э.И.Мецнер - геолог - поисковик от Бога, усилия которого привели к открытию Светлинского месторождения и ряда золоторудных россыпей. Для понимания структуры рудного поля и механизма формирования кварцевых жил В.Н.Огородниковым (1993) выполнены специальные исследования, результаты которых суммированы на рис. 113.

Описание рудного поля составлено по новым материалам последних лет. Используются общеизвестные работы Н.И.Бородаевского, А.Г.Акиншиной, В.И.Чернышевой, В.М.Яновского, В.Н.Сорокина, И.А.Кудрявцевой, Ю.А.Бурмина (1966), а также результаты последних исследований (Бородаевский, Черемисин, 1984; Суставов 1973; Спиридонов и др., 1997) и др.

Пластовский массив плагиогранитов, вмещающий золотомышьяковое рудное поле, расположен в зоне сопряжения Восточно-Уральского поднятия с одноименным прогибом, фиксируемой зоной Успенско-Павловского глубинного разлома. Пластовский массив плагиогранитов вытянут в северо-северо-восточном направлении. Площадь массива около 150 км² (максимальная длина 29 км, ширина 11 км). Абсолютный возраст пород массива около 300 млн лет, более древний, чем нормальных микроклиновых гранитов Борисовского массива, абсолютный возраст которых 250-260 млн лет (Комлев, Львов и др., 1962). Западный экзоконтакт Пластовского массива (между последним и Борисовским массивами) (см. рис. 113) образует слоистая толща (0,7-2 км), падающая на восток под углом 60-75°. Толща сложена кембрийско-ордовикскими гранито-гнейсами и плагиогнейсами и нижнесилурийскими гнейсами, амфиболитами и кристаллическими сланцами. В ней размещены согласные тела гранитоидов, близкие по составу к нормальным гранитам или плагиогранитам. Количество и мощность согласных пластообразных тел, линз и жил плагиогранит-аплитов, плагиогранит-пегматитов и плагиогранитов уменьшается к западу от массива плагиогранитов. Северный экзоконтакт Пластовского массива приходится на Коелгинский массив гранодиоритов, более древних, чем пластовские плагиограниты. В зоне контакта находятся остатки пород кровли - метаморфизованные раннесилурийские кислые вулканогенные породы (риолиты, кварцевые риолиты, порфириды, кварц-серицитовые сланцы) и небольшие тела метаморфизованных ультрабазитов. Кварцевые жилы с галенитом, пиритом, баритом и баритовые жилы с убогой сульфидной вкрапленностью в этой части района мало изучены.

Южный экзоконтакт плагиогранитов слагают метаморфизованные раннесилурийско-ранневизейские сланцы (филлиты, углисто-кремнистые) и в большей мере средневизейско-намюрские известняки. Карбонатные породы пересекаются дайками гранитов, аплитов и пегматитов. Под влиянием плагиогранитов известняки мраморизованы и их более глинистые разности участками неравномерно "гранитизированы". В прожилках и прослоях-линзочках, а также в массе мраморов находятся кварц, микроклин, флогопит. Иногда появляются эпидот, хлорит, резе актинолит и роговая обманка. Менее распространены в мраморах альбит, пироксен, скаполит, сфен, апатит, очень редко циркон. Обычна вкрапленность пирита, пирротина, резе халькопирита, сфалерита, галенита (Лебедев, 1963). Промышленная золотоносность в полиметаллическом типе минерализации пока не выявлена.

Восточный экзоконтакт Пластовского массива слагают нижнесилурийские слюдяные, слюдяно- и углисто-кварцевые сланцы, парагнейсы с подчиненными прослоями кремнистых, филлитовых, зеленых сланцев и амфиболитов; в большей мере распространены вышележащие сильно метаморфизованные и рассланцованные вулканогенные породы (риолиты и их туфы, диабазовые порфириты и их туфы, серицитовые, кварц-серицитовые сланцы и кварциты и т.п.). Известные здесь сульфидно-вкрапленные рудопоявления, кварц-баритовые и баритовые жилы с невысокими содержаниями золота изучены недостаточно.

Пластовский массив неоднороден по образующим его породам и сложно построен. В северной части массива развиты преимущественно лейкократовые средне-крупнозернистые, иногда порфиридные плагиограниты (до 50-60% площади). Остальную меньшую площадь занимают полосчатые плагиограниты, гранито-гнейсы, гнейсы, кристаллические сланцы. В разрезе массива условно выделяется два яруса.

Верхний ярус образуют переслаивающиеся с переменной мощностью полосчатые плагиограниты, гранито-гнейсы, гнейсы, кристаллические сланцы и амфиболиты. Соотношения между ними, преобладание или подчинение отдельных разновидностей меняются в разных местах в зависимости от степени гранитизации первичных пород и инъекции гранитовых масс. В границах отдельных "пачек" полосчатые породы смяты в различные складки. Мощность зоны гранито-гнейсов 250-500 м; распространяются они до глубины 200-500 м.

Гранито-гнейсы и полосчатые плагиограниты пересекаются дайками плагиогранитов, плагиогранит-аплитов и плагиогранит-пегматитов. Длина их достигает нескольких десятков метров, мощность 0,1-0,6 м. Контакты с вмещающими породами отчетливые с маломощными (несколько сантиметров) реакционными биотитовыми каймами. Типоморфными элементами пород яруса служат хром, никель, ванадий, стронций.

Нижний ярус слагают массивные разномасштабные и порфирированные лейкократовые плагиограниты, мусковитовые, биотитовые и двуслюдяные. Плагиограниты в значительной части палингенные, согласно залегают в ядрах брахискладок гранито-гнейсовых пород верхнего яруса. Типоморфными элементами пород являются серебро, висмут, цинк, лантан, германий, реже молибден и вольфрам.

Взаимоотношения пород свидетельствуют о значительной роли процесса гранитизации в образовании массива.

Дайки разного состава и возраста в изобилии распространены в Пластовском массиве. Они преимущественно широтного и восток-северо-восточного, а в южной части массива юго-восточного простираний. Дайки пересекают массив и выходят из него, секут породы зоны восточного экзоконтакта. К западу от массива положение жильных пород резко меняется. Здесь они согласно залегают в слоистой метаморфической толще. В центральном блоке массива, ограниченном северо-западными разломами, сосредоточены многочисленные дайки "пестрого" состава и сульфидно-кварцевые жилы, образующие пояса широтного простирания (рис. 137). По возрасту выделяется группа ранних даек, плагиогранит-аплитов, плагиогранит-пегматитов, плагиогранитов, в группе поздних даек - керсантиты, микродиориты, малхиты (Грабежев, 1969), порфириты и фельзиты. Меланократовые породы находятся в меньшинстве и локализованы в северной части массива. Поздняя группа даек образовалась в период поздней коллизии. Отдельные дайки протягиваются на 2-3 км и распространяются на глубину 600-800 м, сохраняя постоянную мощность. Обычная длина даек от нескольких метров, до 300-500 м. Мощности их от 0,3-1,0 м до 10 м. Падение обычно крутое.

Дайки Пластовского массива неравномерно смяты и рассланцованы, метасоматически изменены. Метасоматиты в связи с золотопродуктивными кварцевыми жилами представлены образованиями березит-лиственитовой формации, в меньшей степени - эйситовой и мусковит-кварцевой формаций.

Кроме того, достаточно широко проявлены процессы биотитизации пород, приводящие к появлению своеобразных образований ("табашек"), развивающихся преимущественно по дайкам и являющихся одним из основных признаков наличия золотого оруденения (см. рис. 137).

Впервые термин "табашки", широко применявшийся старателями в связи с тем, что биотит-амфиболовые метасоматиты при выветривании приобретают цвет сушеного листового табака, официально использовал Н.К.Высоцкий (1900) и связал их с измененными породами жильных образований. В 1969 г. А.И.Грабежев преобразования жильных пород в "табашки" связал с растворами, отделившимися при становлении Пластовской интрузии и ее жильной серии. В последние годы (1973-1983) Н.И.Бородаевским и А.А.Черемисиным получены новые данные, свидетельствующие о существовании двух возрастов "табашек".

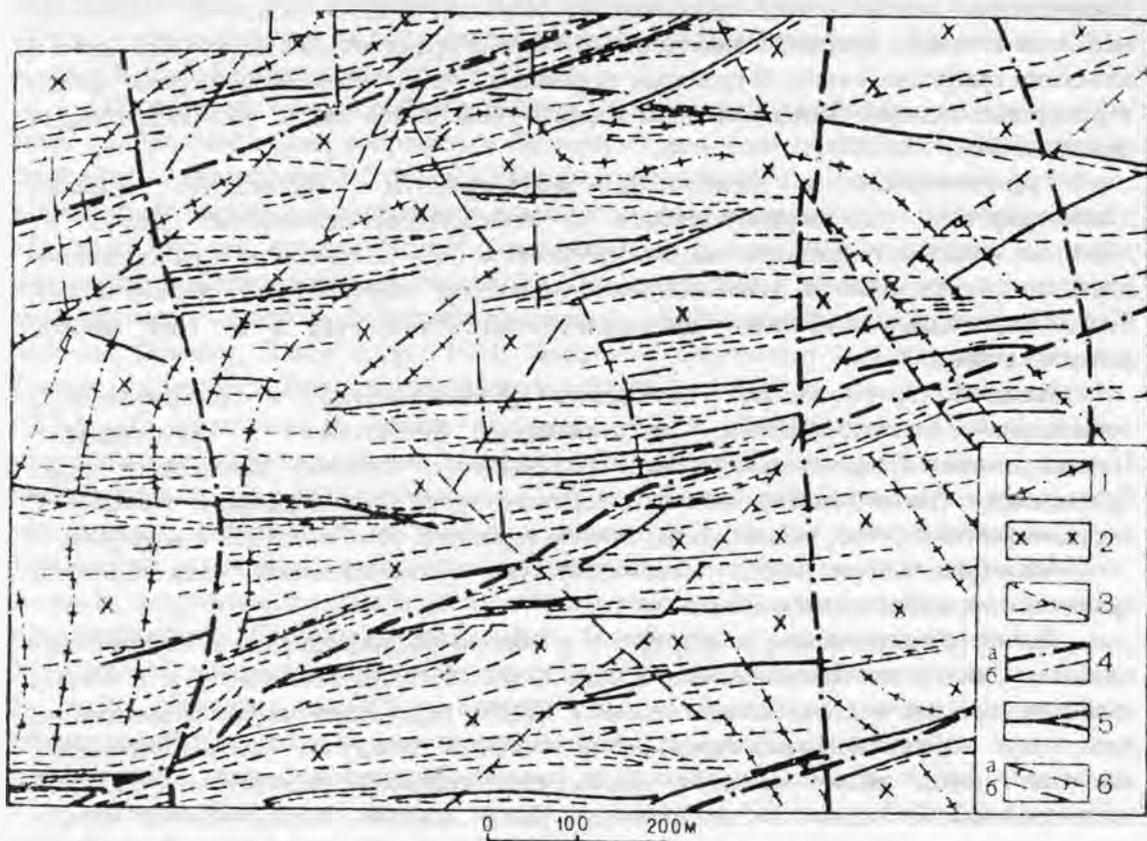


Рис. 137. Фрагмент геолого-структурного плана гор. 300м Кочкарского месторождения. По (Яновский, 1968):

1 - гранито-гнейсы с участками кристаллических сланцев и гнейсов, полосчатые плагиограниты; 2 - равномернозернистые и порфировидные плагиограниты; 3 - дайки «табашек» - пород биотитового, биотит-полевошпатового, биотит-амфиболового, кварц-полевошпат-серицитового составов; 4 - предрудные разрывы, ограничивающие блоки (а), и второстепенные предрудные нарушения (б); 5 - кварцевые, сульфидно-кварцевые жилы, зоны вкрапленных и прожилково-вкрапленных руд; 6 - послерудные нарушения: главные (а) и второстепенные (б)

Установлен наложенный характер более поздних табашковых преобразований и их временной связи с периодом метаморфизма и становления расположенных западнее позднегерцинских гранитных интрузий. Позднее эти данные были подтверждены при исследовании метасоматических процессов, проявленных на Светлинском золоторудном месторождении (Сазонов, Мурзин, 1996).

Породы наиболее поздней серии пластовских даек, пересекающих дайки всех остальных групп, и рудные жилы тоже преобразованы в «табашки», а ассоциации гидротермальных минералов, свойственных «табашкам», в большей части имеют наложенный характер и проявляются как в плагиогранитах, так и в рудных жилах (Черемисин, Бородаевский, 1979). Эти преобразования связаны с зонально проявленным позднегерцинским региональным метаморфизмом в гнейсовом блоке, где сформировался крупный гранитный Борисовский массив. Наложение процессов регионального метаморфизма уровня эпидот-амфиболитовой фации, калиевой гранитизации и последующих метасоматических преобразований на консолидированный Пластовский плагиогранитный массив, привело к локальному перераспределению золота и частичному его привнесу глубинными флюидами с образованием прожилково-вкрапленного оруденения в виде богатых рудных столбов и

тел (Бородаевский, Черемисин, 1983, Черемисин, 1986) и образованию собственно золотооруденения южнее массива (россыпи и коренные проявления Андреево-Юльевской группы).

Размещение рудных тел в рудном поле контролировалось несколькими системами разновозрастных сколовых и отрывных трещин. Трещины выполнены дайками разного состава, которые позднее в различной степени и неоднократно нарушены повторными разрывами и метасоматически изменены также в несколько стадий. Гранитоидный массив разбит на множество блоков системой трещин (см. рис. 113, 137).

Рудные тела ограничены дислоцированными отдельными дайками или группами даек, развивались внутри мощных даек или между маломощными сближенными дайками. Чаще рудные тела локализовались около боков даек, пересекая их в отдельных участках и переходя с одного бока дайки на другой (рис. 138).

По размерам рудные тела неодинаковы. Отмечаются значительной протяженности, выдержанные по мощности и падению (Покровская, Сретенская и др.). Чаще жилы-линзы с перерывами от нескольких метров до десятков и даже сотен метров следуют одна за другой; нередко они заходят одна за другую. Много небольших жил, коротких по простиранию и падению, с резкими изменениями мощности (Рождественская, Красная и др.). Мощности жил изменяются от 0,1-1,5 до 2-3 м. Формы рудных тел - от простых жил-линзочек, разно изогнутых, до более сложных с ответвлениями от главных стволочных жил, одиночные, со спутниками или групповые и т.п. В участках сопряжения с дорудными нарушениями формы жил Т-образные, Г-образные, лестничные, подковообразные.

По морфологическим признакам Красная жила отличается от всех других рудных жил. Она представляет собой довольно мощную рассланцованную зону табашковидных пород, в которой рудный кварц включен короткими линзочками с перерывами как по простиранию, так и по падению. Несмотря на это, она в зоне окисления отрабатывалась на протяжении 1200 м, а глубже вследствие уменьшения промышленной мощности руды выработки сократились в несколько раз.

Наибольший интерес среди старых жил представляет Покровская жила. Промышленная протяженность ее на поверхности составляла свыше 1000 м и до последней достигнутой глубины она при средней мощности 0,68 м с колебаниями от 0 до 6,5 м сохранила без снижения повышенное содержание золота, хотя протяженность ее с глубиной значительно сокращалась как на западном, так и на восточном флангах. На западном фланге жила имеет линейное склонение под углом 45-50° на восток вследствие смятия и наличия системы сбросовых трещин дорудного возраста (Смолин, 1975). Признаки существования этих долгоживущих нарушений совпадают на поверхности с направлением Антипина лога с глубоко отработанной россыпью золота, от которой отходит юго-западный конец Покровской жилы.

В целом рудное поле характеризуется сульфидно-кварцевыми жильными или плоско-линзовидными рудными телами, иногда линзами сульфидных вкрапленников и более редкими линзами массивных сульфидов. По геологическим свойствам и промышленной значимости группы жил не равноценны.

В группе жил Северного рудника преобладают рудные тела с существенно пиритовой минерализацией, с относительно пониженными количествами арсенопирита (рис. 139). К ним относятся самые продуктивные и значительные, выдержанные по залеганию объекты разработок (Покровская, Удачная, Сретенская, Николаевская). В группе жил Южного рудника объекты разработок меньшего размера (Рождественская, Красная, Васильевские, Александровские, Воскресенские и др.). В них в значительном количестве появляется арсенопирит (см. рис. 139). Степень золотоносности остается почти без изменения.

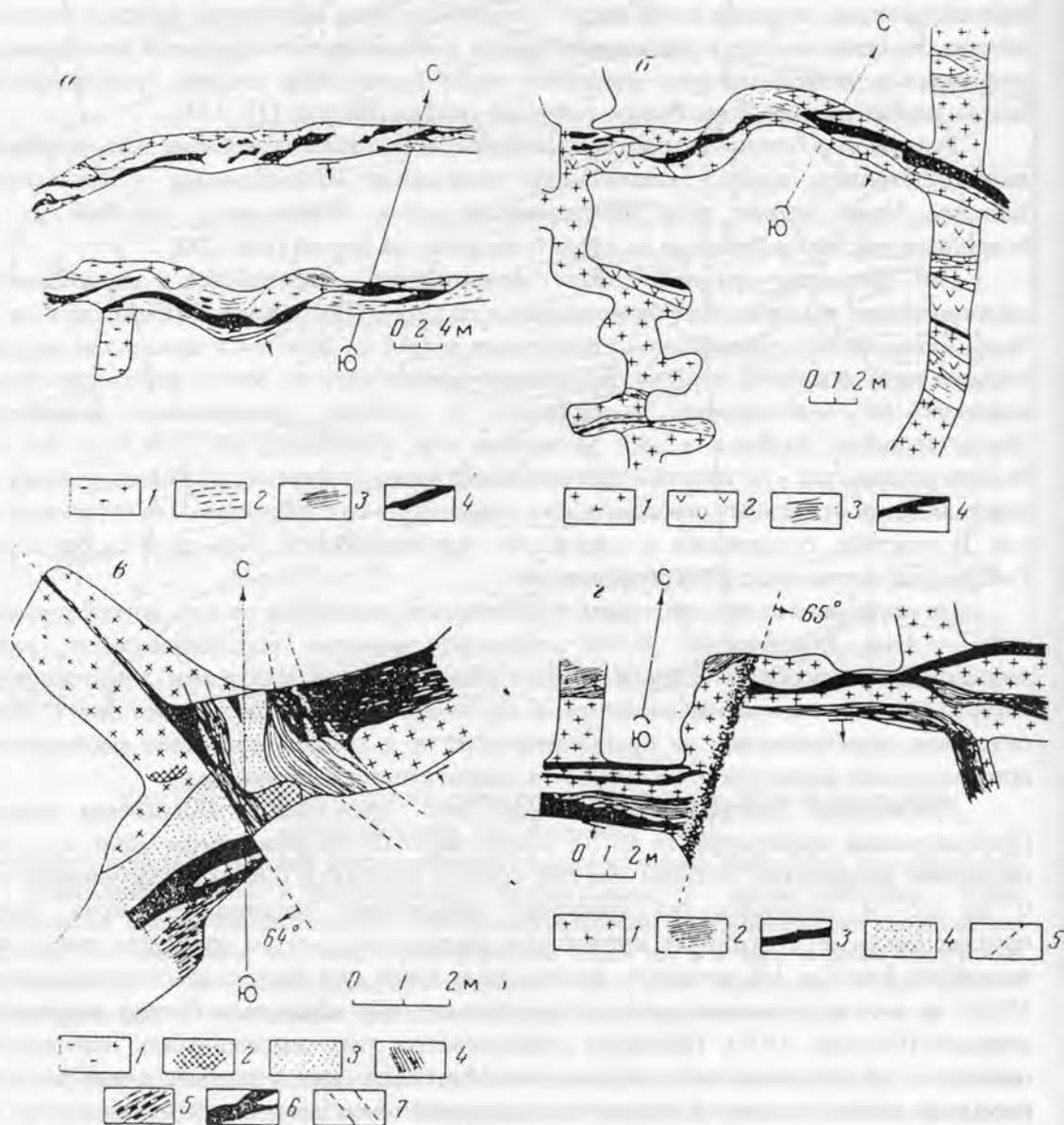


Рис.138. Детали морфологии золоторудных жил северной части Кочкарского рудного поля. По (Смолин, 1975):

а - типичное линзовидное строение жил, сопровождаемых метасоматитами-«табашками»:

1 - плагиогранит; 2 - аплит; 3 - табашка; 4 - рудный кварц (шахта «Октябрь»);

б - характер оруденения в трещинах смятия табашковидной породы: 1 - плагиогранит; 2 - аплит; 3 - сланцеватая табашка; 4 - рудный кварц (шахта «Октябрь»);

в - увеличение выемочной мощности рудной жилы в скрещении с зоной смещения дорудного и послерудного возрастов: 1 - плагиогранит; 2 - кварц-«резунец»; 3 - «табашка» плотная; 4 - «табашка» сланцеватая; 5 - табашка «листоватая с биотитом»; 6 - кварц рудный; 7 - смещения (шахта «Красная», гор.148 м);

г - частое послерудное смещение жилы: 1 - плагиогранит; 2 - «табашка» сланцеватая; 3 - кварц рудный; 4 - брекчия трения; 5 - смещение (Клавдиевская жила, шахта 17, гор.60 м)

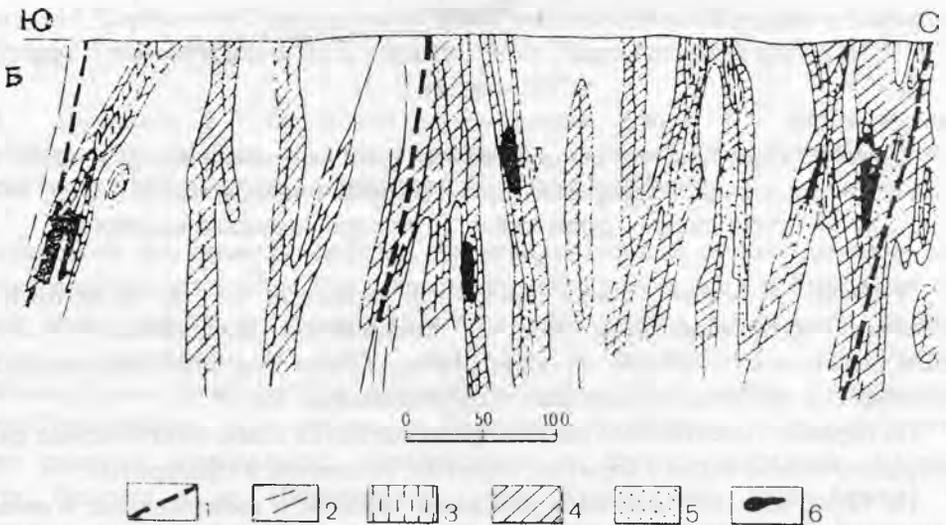
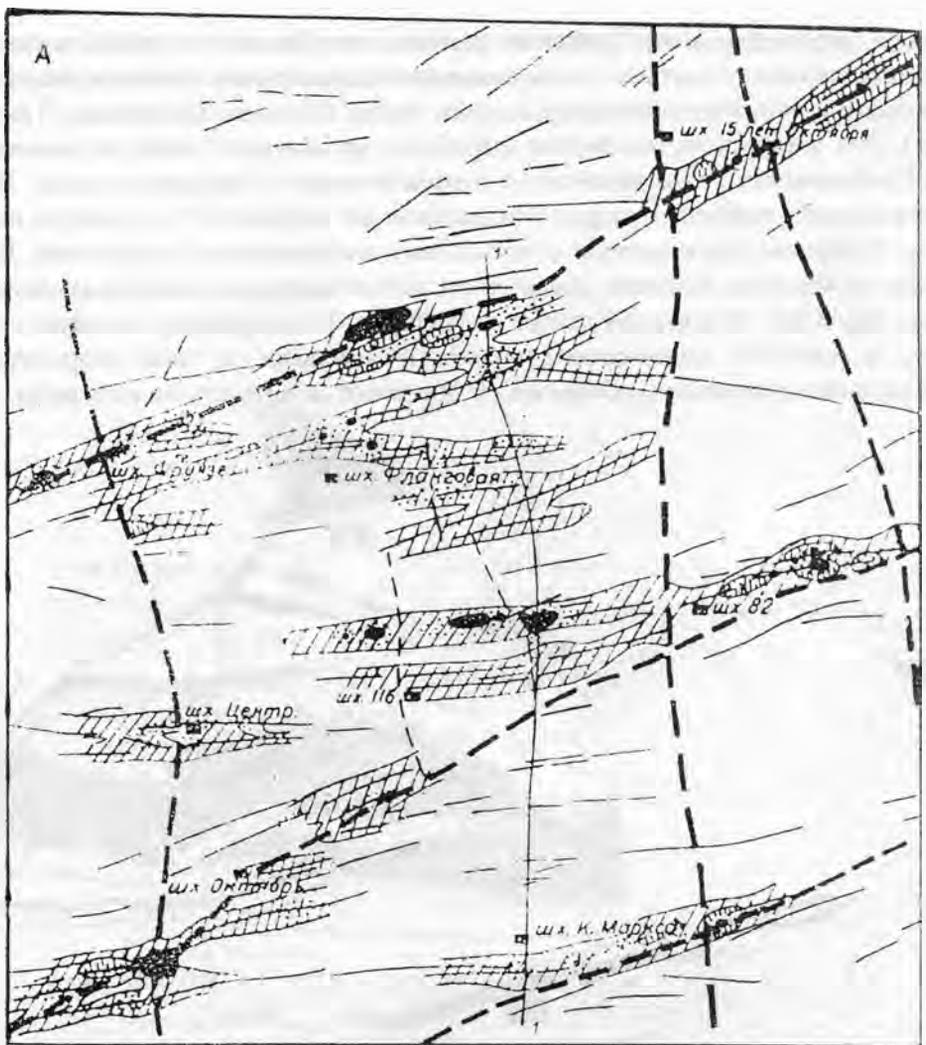


Рис. 139. Схема распределения продуктивных минеральных ассоциаций в рудных жилах Северного и Южного рудников Кочкарского месторождения.

По (Яновский, 1968):

1 - разломы, ограничивающие предрудные блоки; 2 - сульфидно-кварцевые рудные жилы; 3-6 - участки распределения минеральных ассоциаций: 3 - арсенопирит-кварцевой, 4 - кварц-пиритовой, 5 - халькопирит-сфалерит-пиритовой, 6 - золото-тетрадимитовой

В группе жил Ново-Троицкого рудника преобладают жилы сложного строения полиметаллического состава с повышенными содержаниями мышьяка, свинца и цинка, но в целом с пониженными содержаниями золота (Зеленая, Козловская, Трифоновская и др.). Эти жилы были предметом разработки на мышьяк. Наиболее значительная из них Трифоновская стала интенсивно обрабатываться в тридцатых годах. Жила была первоначально вскрыта шурфом, подсекшим на глубине 29 м рудную окисленную линзу, Т-образно размещенную относительно тектонического нарушения. Два других шурфа, пройденные западнее, обнаружили только безрудные кварцевые очень короткие линзы (рис.140). Заложенная шахта на глубине 48 м пересекла мощную окисленную жилу, с хорошим содержанием золота и мышьяка в виде скородита. Штрек, пройденный к сместителю, обнаружил Г-образный загиб жилы на юго-запад.

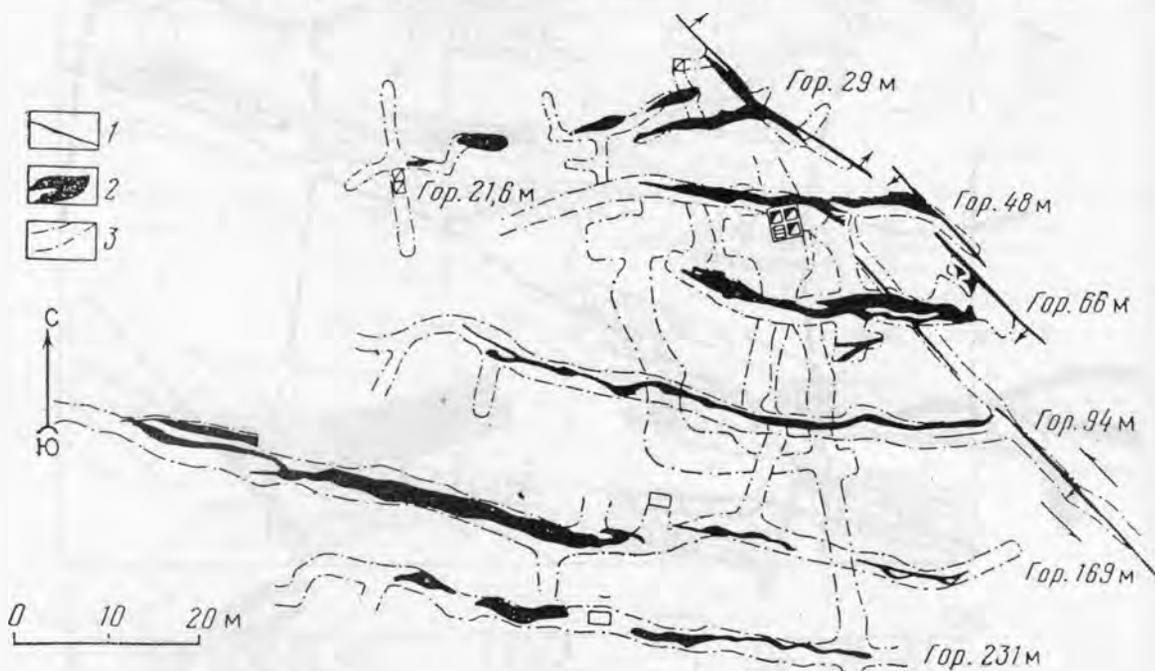


Рис.140. Сопряженный погоризонтный план скрещения Трифоновской жилы и сместителя дорудного возраста. Ново-Троицкая площадь. По (Смолин, 1975):

1 - сместитель; 2 - рудная жила; 3 - контуры подземных выработок.

Углубка в лежачем боку жилы до горизонта 66 м, позволила подсесть компактную арсенопиритовую руду с повышенной мощностью и с высоким содержанием золота. Особенно сложная форма рудного тела наблюдается здесь в месте сочленения со сместителем разрывного нарушения (рис.141)

По окраине Пластовского массива располагаются слабо золотоносные одиночные и рассредоточенные жилы с баритом, пиритом, галенитом и сфалеритом.

Из более чем 1000 жил месторождения мощные и выдержанные, с повышенной золотоносностью составляют только пятую часть, половина из них имела учтенные запасы. Промышленно золотоносны по современным кондициям около 50 жил.

В целом для Кочкарского рудного поля можно констатировать, что его золотооруденение тесно сопряжено с дайками S_1 (спессартиты, микродиориты, кварцевые диорит-порфиры и др.) продуктами становления Пластовского массива плагиигранитов и сопровождается метасоматитами березит-лиственитовой формации. Как уже отмечалось выше, оруденение установлено по всей площади массива (рудного

поля), однако основная его часть сосредоточена в полосе между разломами северо-западного простирания - Тихоновским и Осейским.



Рис. 141. Скрещение Трифоновской жилы со сместителем дорудного возраста. Старая Трифоновская шахта, горизонт 66 м. Ново-Троицкая площадь.

По (Смолин, 1975):

1 - гранитоид; 2 - биотитовая табашковидная порода; 3 - актинолитовая табашковидная порода; 4 - микротрещины; 5 - сместитель; 6 - массивная руда, прожилки и вкрапленники арсенопирита; 7 - контур выработки

Сиалический плутонометаморфизм позднеколлизионной стадии захватил весь объем Кочкарского рудного поля. Для него характерно образование в центральной зоне крупных плутонов нормальных гранитоидов типа Борисовского, Санарского, Джабык-Карагайского, Адамовского и других массивов. В обрамлении сиалического плутонометаморфизма формируются высокобарические зоны смятия. С запада это Светлинско-Теренсайская, а с востока – Пластовско-Кумакская. Для зон смятия характерно развитие минеральных парагенезисов со стресс-минералами: кианита, хлоритоида, фенгита и др. (Борисовские сопки, Кумус-Тюбе, Якши-Акжар). По фациальному уровню метаморфизм относится к дистен-силлиманитовой фациальной серии, а восточная зона, куда входит Кочкарское месторождение, – к дистен-мусковитовой субфации (Кейльман, 1989; Огородников, Сазонов, 1991).

Руды Кочкарского месторождения метаморфизованы так же, как и породы. В рудах исчезли ранее образованные айкинит, блеклые руды. По данным Э.М.Спиридонова и др. (1996), параметры метаморфизма для северного блока месторождения оцениваются: $T=570-550\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P=7,5-3,5\text{ кбар}$. В северном блоке (собственно Кочкарское месторождение) развиты руды малосульфидные, золото-

галенит-теллуридные, с существенным преобладанием пирита над арсенопиритом. Обогащенные Bi: в рудах средняя величина $Au/Ag=5,5$ и $Te/Se=15$. Метаруды северного блока содержат пирит бедный As, с 3-9 и более г/т Au. Арсенопирит, по составу близкий к $FeAsS$, содержит 2,1-24, в среднем 17 г/т Au. Пирротин по составу колеблется от $Fe_{11}S_{12}$ до Fe_8S_9 (Бородаевский и др., 1984; Спиридонов и др., 1996), отмечен рост количества пирротина с глубиной. В халькопирите находятся включения кубанита, количество которых с глубиной растет.

Золото слагает изометричные или уплощенные выделения размером от долей микрон до сантиметров в кальците, кварце, пирите, галените, сростания с теллуридами Bi, Pb, Au, сульфосолями Bi-Pb, каймы и прожилки в пирите и арсенопирите. Нередки мелкие кристаллы - октаэдры, реже кубооктаэдры и ромбододекаэдры и сростания октаэдров золота и пластинчатых кристаллов теллуридов висмута (Спиридонов и др., 1996). Пробность колеблется от 871 до 985 (табл.37).

Таблица 37

Состав типичных образцов самородного золота метаморфизованных золото-галенит-теллуридных руд Кочкарского месторождения. По (Спиридонов и др., 1996)

Номер жилы	n	Компоненты, мас. %				Сумма	Пробность	Ассоциирующие минералы
		Au	Ag	Cu	Hg			
I	8	98,11	1,39	-	Н.о	99,57	985	М,К,Р
II	4	95,36	4,46	0,06	Н.о	99,88	955	Т,Х
III	2	95,65	4,61	сл	Н.о	100,26	954	Т
IV	1	94,14	5,84	-	Н.о	99,98	941	Т
V	6	91,43	8,64	0,02	Н.о	100,09	913	А,ХЕ,Л
VI	4	87,66	12,19	0,06	Н.о	99,91	877	Т
VII	2	86,67	12,80	0,08	Н.о	99,55	871	Т

Примечания. Pt, Pd, Fe – не обнаружены. I – ж. Удачная-512 м; II – ж. Новая – 192 м; III – ж. Покровская – 303 м; IV – ж. Васильевская – 197 м; V – ж. Воскресенская – 300 м; VI – ж. Новая – 300 м; VII – ж. Бажуковская – 180 м. М - монбрейт, К - кочкарит, Р - раклиджит, Т - тетрадимит, Х - халькопирит, А - алексит, ХЕ – хейровскийит, Л – лиллианит.

Юго-западный блок месторождения включает два участка: более западный, вскрытый шахтой Трифоновской (жилы Трифоновская и др.) и более восточный, вскрытый, шахтой «Партизан» (жилы Андреевская, Успенская и др.). Руды юго-западного блока обычно умеренно сульфидные (3-8%), арсенопирит в них преобладает над пиритом, они относительно бедны шеелитом, галенитом и теллуридами, обогащены сфалеритом и висмутином; в рудах средняя величина $Au/Ag = 0,6$ и $Te/Se = 2,5$. Зональность руд по составу минералов и их ассоциациям от поверхности до глубин 500-900 м не проявлена.

Параметры процессов метаморфизма, по данным Э.М.Спиридонова (1995), для Трифоновско-Партизанского блока: $T = 590-520$ °С, $P = 8,7-2,9$ кбар.

Проторуды шахты Трифоновская были богаты Fe-доломитом, хлоритом и пиритом, поэтому метаруды часто представлены агрегатами актинолита, биотита, эпидота, пирротина с вкрапленностью арсенопирита и т.д.

Арсенопирит имеет размер зерен до 3 см, скопления до 150 см в поперечнике. Состав в жилах шахты Трифоновская (n=9): центральная часть – $FeAs_{0,99-0,92} S_{1,01-1,08}$;

внешняя зона – $\text{FeAs}_{0,94-1,02} \text{S}_{1,06-0,98}$. Арсенопирит содержит в среднем в г/т: Au=11, Ag=8, Ni=60, Co=40, Sb=100, Bi=7.

Состав в жилах шахты «Партизан» (n=13): центр кристаллов - $\text{FeAs}_{0,98-0,82} \text{S}_{1,02-1,18}$; внешняя зона – $\text{FeAs}_{0,88-0,99} \text{S}_{1,12-1,01}$. Содержит в среднем в г/т: Au=17, Ag=13, Ni=15, Co=35, Sb=430, Bi=5. Арсенопирит Трифионовских жил, расположенных ближе к Борисовскому гранитному плутону (центру метаморфической зональности), более мышьяковистый, т.е. более высокотемпературный по (Kretschmer, Scott, 1976).

Пирит количественно уступает пирротину. Средний состав пирита в мас.% (n=4): Fe-46,02; Co-0,04; Ni-0,04; Cu-0,01; S-53,21; As-0,13; Sb-0,08, сумма – 99,53%. Пирит содержит обычно < 9 г/т Au.

Золото образует неправильной формы выделения от микроскопических до 30x20x20 мм, пленки, губчатые, комковатые и скелетные, пластинообразные выделения размером до 30x10x1 мм, прожилки, полигонально-зернистые агрегаты, большая их часть тяготеет к агрегатам арсенопирита. Обычно золото высокопробное (табл. 38).

Таблица 38

Состав самородного золота (мас%) метаморфизованных золото-висмутовых руд Кочкарского месторождения.
По (Спиридонов, 1996)

№ п/п	n	Au	Ag	Cu	Hg	Сумма	Пробность	Ассоциирующие минералы
1	2	96,55	2,93	0,06	Сл	99,54	970	Висмутин Хедлиит
2	4	93,43	6,24	0,05	Сл	99,72	937	Теллур-жозеит
3	2	87,32	12,26	Н.о.	Сл	99,58	877	Висмутин Икунолит
4	11	95,69	3,69	0,05	Сл	99,43	962	Висмутин
5	4	96,02	3,76	0,06	Н.о.	99,84	962	То же
6	7	94,08	4,89	0,07	Н.о.	99,04	950	- " -
7	5	95,41	3,78	0,08	Сл	99,27	961	- " -

Примечания. Н.о. – не определялся. Pt, Pd, Fe – не обнаружены.

1-3 – ж. Трифионовская – 270 м; 4-5 – ж. Андреевская – 470 и 520 м;

6-7 – ж. Успенская – 220 и 520 м.

Юго-восточный Серебряно-Зеленый блок Кочкарского месторождения содержит золотогаленит-сульфоантимонитовые руды, обогащенные арсенопиритом, халькопиритом, минералами с серебром. Средняя величина Au/Ag=0,1 и Te/Se=1,5 (Бородаевский и др., 1984, Высоцкий, 1900). В метарудах Серебряно-Зеленого блока нет теллуридов и самородного висмута, характерных минералов метаруд Кочкарского и Трифионовско-Партизанского блоков. Этот блок наиболее удален от центра термально-купольной структуры. По этой причине параметры метаморфизма горных пород и руд данного блока несколько ниже, чем Кочкарского и Трифионовско-Партизанского; оценки для Серебряно-Зеленого блока: T=530-490 °C и P=6,3 – 2,4 кбар (Спиридонов, 1995). В рудах Серебряно-Зеленого блока метаморфизм не затушеввал целиком первичные соотношения минеральных ассоциаций. Более ранние из них – кварц+пирит+арсенопирит; более поздние – халькопирит+блеклые руды; наиболее поздние – галенит+Pb-Sb-сульфосоли+Ag-золото. Достаточно широко развитый в проторудах теннантит в процессе метаморфизма руд был превращен в скопления

мельчайших кристаллов арсенопирита и халькопирита, сцементированных тетраэдритом (Спиридонов, 1996).

Арсенопирит. Метаруды содержат массу арсенопирита, часто в великолепных зональных кристаллах, розетковидных и гребенчатых агрегатах, нередко в виде кокард вокруг кристаллов кварца. В металиственитах размер кристаллов до 12x1x1 см, удлинение по оси "с". Состав арсенопирита жилы "Зеленая" (n=10) не однороден - центр кристаллов $FeAs_{0,96-0,91}S_{1,04-1,09}$; внешняя зона $FeAs_{0,92-0,86}S_{1,08-1,14}$; содержит в г/т: Au=13, Ag=11, Ni=4, Co=47, Sb=130, Bi=8, Sn=5, Mo=1 (Спиридонов, 1996).

Пирит обычно содержит около 1% As, 15-20 г/т Au. Пирит с 2-3% As содержит до 110 г/т золота.

Золото слагает выделения от микроскопических до нескольких миллиметров в тетраэдрите, арсенопирите, пирите и менее в халькопирите, реже в галените и Pb-Sb сульфосолях. Пробность золота варьирует от 796 до 632 (табл. 39). В составе примесей появляется медь и значительное количество ртути. В рудах жилы Зеленая установлены просечки и порошковатые налеты на стенках трещин *киновари*.

Таблица 39

Состав самородного золота (мас.%) жилы Зеленая (гор.350м)
По (Спиридонов, 1996)

Номер золотин	n	Компоненты, мас.%				Сумма	Пробность	Ассоциирующие минералы
		Au	Ag	Cu	Hg			
IX	4	74,8 7	24,86	0,06	Сл	99,73	751	Т,Х
X	2	71,65	27,09	0,28	Сл	99,02	724	Т,Х
XI	2	79,65	16,28	0,09	4,10	100,12	796	Д
XII	2	75,23	15,56	0,02	8,83	99,64	755	Ка,Г
XIII	2	71,68	16,23	0,03	11,40	99,34	722	Ка
XIV	1	69,11	19,04	0,01	11,46	99,62	694	С
XV	1	62,08	22,74	н.о.	14,95	99,77	622	Ка,Г

Примечания. Pt, Pd, Fe - не обнаружены. IX и X - центр и края одной золотины. Х - халькопирит, Г - гриналит, Т - тетраэдрит, Д - джемсонит, Ка - кальцит, С - семсейит.

Золото встречается с пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, тетраэдритом, тетрадимитом, висмутином и многими другими минералами. Однако между золотом и мышьяком (арсенопиритом) отсутствуют зависимые связи; отмечаются устойчивые зависимые связи между золотом, висмутом, теллуром. Золото более тесно связано с тетрадимитом, висмутином, тетраэдритом, сфалеритом, галенитом - наиболее поздними минералами, составляющими главную продуктивную ассоциацию.

Всего в рудной стадии выделяется несколько подстадий, характеризующихся парагенетическими ассоциациями главных минералов: арсенопирит-кварц, кварц-пирит, халькопирит-сфалерит-пирротин, золото-тетраэдрит-тетрадимит-галенит-бурнонит-висмутин и в завершение кварц-кальцит-галенит. По минералогическим определениям Л.И.Ковтина, рудные минеральные ассоциации формировались при температурах от 270 до 170 °С (Яновский, 1968). Золото находится в виде мелких зёрен, чешуек, листочков, неровных пластинок, плёнок, дендритовидных, жилковидных и неправильных агрегатов; в зоне окисления, кроме того, встречаются губчатые, моховидные, нитевидные, проволочковидные, волосистые, натечные, кристаллические кубические формы. Размеры от 0,001 до 2,5 мм.

Самородки золота на месторождении редки. Вес наиболее крупного из них 2,5 кг. Распределение золота в рудных телах неравномерное. Коэффициент рудоносности по наиболее крупным и выдержанным жильным зонам (Покровская) по различным горизонтам меняется от 0,98 до 0,67. По рудным зонам, залегающим в мощных (стволовых) дайках метаморфизованных пород, коэффициент рудоносности ниже (0,6-0,7). В главных рудных телах восточной части рудного поля устанавливается восточное склонение промышленных участков. Содержание золота изменяется от следов до нескольких сотен г/т. Коэффициент вариации содержаний по отдельным рудным зонам 80-180. Зависимость содержания золота от мощности рудных тел или от глубины практически отсутствует. Для мелких жил содержание с глубиной часто снижается, для крупных - сохраняется без изменения. Золотоносность определяется первичной неравномерностью минерализации, зависимой от всей предшествующей и тектонической подготовки рудовмещающей зоны и внутрирудной тектоники.

В развитии Кочкарского рудного поля выделяется несколько стадий деформаций и связанных с ними позднеинтрузивных, метасоматических и рудообразующих проявлений. В дайковую стадию сформировались брахиантиклинальные складки в гранито-гнейсах верхнего яруса. В дайковую стадию в раннее время гранито-гнейсовый ярус массива разбит системой мелких разрывных нарушений. Разрывы в массиве выполнены дайками ранней группы. Поздние крупные разрывные-сколовые нарушения, охватившие верхний и нижний ярусы массива, выполнены дайками поздней группы разного состава. Крупные разрывы восток-северо-восточного, широтного и реже северо-западного и меридионального направлений, фиксируемые крупными дайками, разбили массив на многочисленные клиновидные и параллелепипедальные мелкие блоки, объединяемые по всему массиву в несколько крупных блоков. Они намечены северо-западными крутопадающими разломами. В границах одного из крупных блоков (северного) размещаются брахискладки, зоны сгущений даек и продуктивное оруденение Кочкарского месторождения.

В последайковую-предрудную стадию ослабленные тектонические усилия образовали новые разрывы восток-северо-восточного и широтного направлений, большей частью совпавшими с разломами, выполненными дайками. Некоторые из омоложенных восток-северо-восточных разрывов переросли в крупные ограничители для последующих рудных образований. Массовые, но не очень сильные и неравномерно распределённые подвижки привели к брекчированию, милонитизации и рассланцеванию даек и части окружающих их пород, вместе с другими процессами это вызвало первичное метасоматическое перерождение дислоцированных пород. В них появились новообразования биотита, амфибола, кварца, альбита и других минералов. Подвижки отдельных мелких блоков образовали новую мелкую трещиноватость и усложнили формы более ранних разрывов - сместителей.

Последайковая-предрудная стадия завершилась вторичными метасоматическими изменениями пород. В новообразованиях появились кварц, хлорит, эпидот, актинолит, железистые карбонаты и др. Затем сформировались полевошпато-кварцевые (с вольфрамом и бериллием?) и кварцевые жилы-линзы.

В рудную стадию, характеризовавшуюся ещё более ослабленными и последовательно затухавшими тектоническими подвижками, откладывались малые количества рудных минеральных ассоциаций и кварца с некоторыми нерудными минералами. В эту стадию особенно сказалась вся предыдущая неравномерная тектоническая подготовка отдельных участков рудовмещающих зон и ограничивающих их блоков. Слабая внутрирудная тектоника определила резкую локализацию промышленных скоплений рудных минералов и золота. Определённую роль ограничителей оруденения сыграли субмеридиональные и другие секущие разрывы-сместители (см. рис. 139).

В послерудную стадию развивались пологие надвиги и сбросы, взбросо-сдвиги северо-восточного и северо-западного направлений с углами падения 30-40°. В большей мере подновлялись и развивались элементы ранних разрывных структур и образовывались новые. Они фиксируются послерудными кварцевыми и кварцево-кальцитовыми жилами. Разрывы также фиксируются брекчированными и милонитизированными породами, глиной трения, обильной водоносностью. Мощность их 0,2-0,5 м. Амплитуды наиболее крупных перемещений не превышают 30-50 м.

Обобщения показали, что золотооруденение в Кочкарском рудном поле образует концентрическую зональность вокруг гнейсового блока на удалении около 2-2,5 км и шириной порядка 6-7 км. В этой же полосе формируются и метасоматиты, сопровождающие образование хрусталеносных кварцевых жил и россыпей.

Из соотношения процессов метасоматоза, метаморфизма и сопровождающего их оруденения следует, что формирование Кочкарского золоторудного месторождения носит полихронный, полигенный характер, обусловленный наложением на гидротермальное оруденение позднего метаморфизма с частичным перераспределением раннего оруденения и имеет те же черты, которые характерны для позднеколлизийного золото- и хрусталеобразования (Светлинское месторождение).

Микроклин, связанный с позднеколлизийной гранитизацией, образует в породах порфиробласты и ассоциирует с жилами наиболее позднего послерудного кварца, который сечет как кварц-арсенопиритовые золотоносные жилы, так и дайки всех возрастов (Черемисин, Бородаевский, 1979). Количество микроклина к востоку и западу от гнейсового блока, центра метаморфизма и гранитизации, постепенно уменьшается.

В распределении мусковита (серицита) в породах Кочкарского месторождения картина более сложная. Так, серицит широко развит в березитах, сопровождающих рудные кварцевые жилы раннеколлизийного оруденения и затрагивающих дорудные дайки. В пределах рудного поля мусковитизация (серицитизация) широко проявлена в раннекаменноугольное время, аналогично метасоматитам Светлинского хрусталеносного месторождения, расположенного в 30 км к юго-западу. Наблюдается образование ранних мусковит-биотитовых метасоматитов с порфиробластами рыжего, бурого биотита, часто с формированием особой порфиробластической разновидности "табашек" - "глазуни" (Черемисин, Бородаевский, 1979) или "рябчиков" (Сазонов и др., 1989).

Более широко проявлена мусковитизация, связанная с кислотной стадией метасоматоза, когда мусковит (серицит) замещает все железо-магнезиальные минералы и сопровождает образование кварцевых жил, нередко несущих наложенные хрусталеносные полости. Развитие зон мусковитизации, сопровождающих образование кварцевых жил, наблюдается вдоль СВВ взбросо-сдвига и встречного к нему сброса.

Анализ пространственного и количественного распределения по площади рудного поля микроклина, амфибола (смещение изолинии содержания) и мусковита (резкое увеличение в субширотном направлении) позволяет выделить ранее неизвестный субширотный (СВВ) взбросо-сдвиг и встречный к нему сброс (рис.142), сформированный на Осейском региональном разломе, ориентированном как на Светлинском хрусталеносном месторождении (рис.143) и являющийся подводющим каналом для растворов. Перемещение Центрального блока рудного поля по этому взбросо-сдвигу привело к асимметрии в распределении рудных кварцевых жил и нарушению их минерального состава и геохимической специализации литогеохимических ореолов, сопровождающих элементы-спутники золота. Так, для кварцевых жил этого блока более характерно наличие шеелита и небольших количеств маломышьяковистого арсенопирита, что объясняет его литогеохимическую специализацию - W, As, Bi. Содержание арсенопирита резко возрастает в Южном

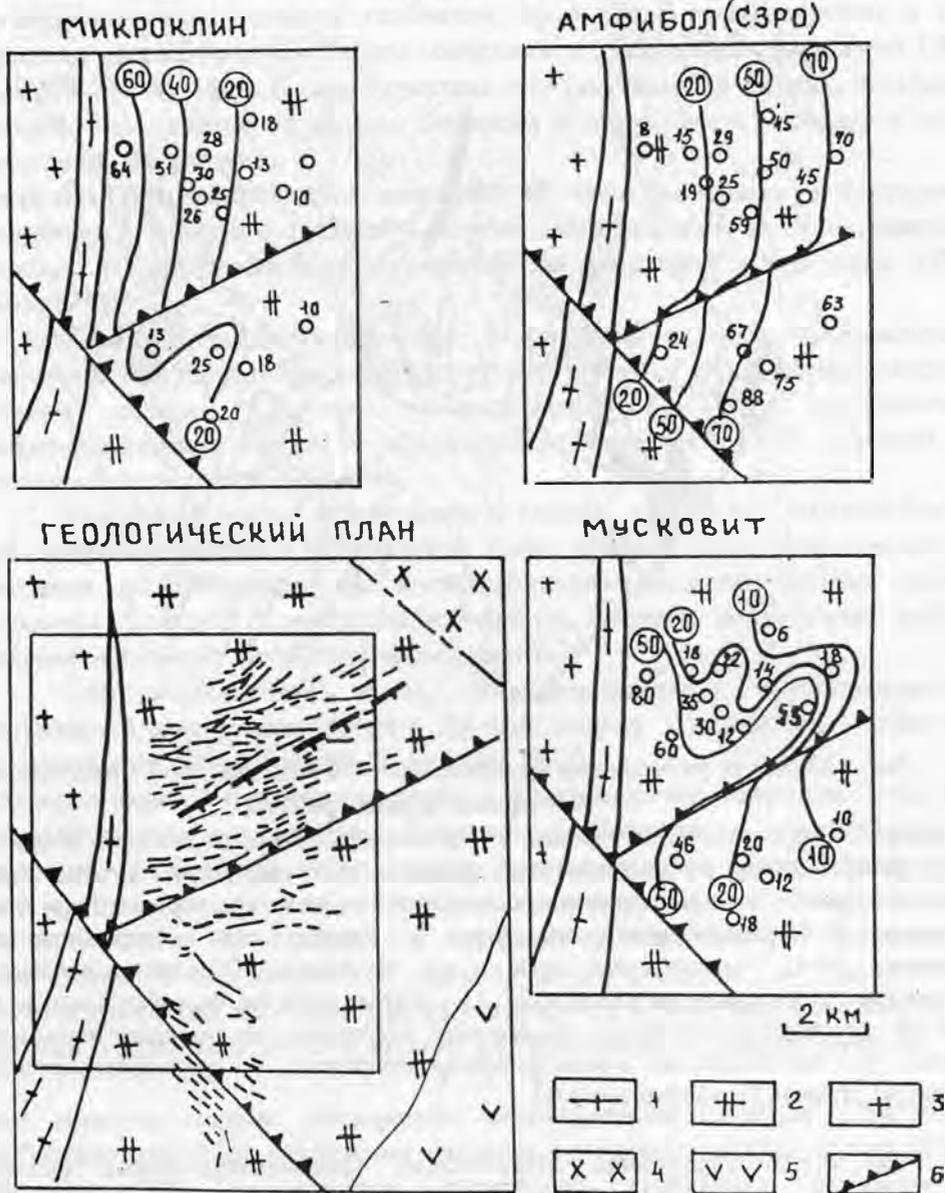


Рис. 142. Распределение метасоматических минералов в Кочкарском рудном поле.

По (Черемисин, Бородаевский, 1979, с добавлением В.Н.Огородникова):

- 1 - гнейсы; 2 - плагиограниты Пластовского массива; 3 - гранитоиды Борисовского массива; 4 - гранитоиды Коелгинского массива; 5 - метавулканиты; 6 - раствороподводящие надвиговые структуры



Рис. 143. Карта размещения хрусталеносной и золоторудной минерализации в Кочкарском рудном районе:

1 - гнейсы; 2 - кристаллические сланцы; 3 - метаморфогенные гранитоиды Борисовского и Еремкинских массивов; 4 - анатектические гранитоиды; 5 - метаморфизованные терригенно-осадочные породы; 6 - метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы; 7 - вулканогенная толща пород; 8 - мраморизованные известняки; 9 - линейная кора выветривания, карстовые отложения; 10-12 - погребенные лога, в т.ч. безрудные (10), хрусталеносные (11) и отработанные старателями на золото (12); 13 - старые прииски, разрабатывающие коренное золото; 14 - хрусталеносные участки, добывающие хрусталеносные кварцевые жилы в коренном залегании; 15 - хрусталеносные и редкометалльные пегматиты; 16 - разрывные нарушения типа надвигов (а), сбросов (б) и пострудные (в)

блоке, где более характерны относительно низкотемпературные сульфиды и литогеохимические ореолы As, Bi, Au, Sb, Pb, Si.

К такому же выводу пришел и С.Г.Суставов (1986). По составу и физическим параметрам арсенопирита он делает вывод о более значительном эрозионном срезе центрального (северного, по Э.М.Спиридонову) блока рудного поля, где находится собственно Кочкарское месторождение, по сравнению с южным блоком, в котором размещено Ново-Троицкое месторождение. Нижняя граница оруденения с арсенопирит-пирит-кварцевой ассоциацией достигает 700 м в Кочкарском месторождении. На Южном фланге (Ново-Троицкое месторождение) промышленное оруденение опускается до глубины 1000 м. На глубоких горизонтах следует ожидать расширения арсенопирит-

кварцевой ассоциации. Амплитуда перемещения центрального блока по сравнению с Южным составляет около 300 м.

Наряду с процессами микроклинизации и слабопроявленного пегматитообразования, последующих амфиболизации, клиноцоизитизации, биотитизации, а затем и мусковитизации даек кислого и основного составов и рудных жил широко проявлена грануляция раннегерцинских рудных кварцевых жил. Эти жилы сложены серовато-белым, полупрозрачным, гранулированным, нередко сахаровидным кварцем. Они содержат неравномерное количество сульфидов и других рудных минералов и продуктов их изменений (1-3, иногда до 15-20%), представленных шеелитом, арсенопиритом, пиритом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом и т.д. Отличается от позднего безрудного кварца содержанием двухфазовых и сложных ГЖВ с CO_2 . $T_{\text{гом}} = 405-290$ °С. На отдельных участках гранулированный кварц и сульфиды метасоматически замещаются серицитом, биотитом и актинолитом, которые в свою очередь замещаются карбонатом.

Послерудные (позднегерцинские) кварцевые жилы на Кочкарском золоторудном месторождении представлены несколькими разновидностями, аналогичными развитым на Светлинском хрусталеносном месторождении (Бородаевский, Черемисин, 1983; Огородников, 1975):

1. Кварц-полевошпатовые жилы с альбитом и (или) микроклином, крупнозернистой, гигантозернистой структурой, сложены стекловидным кварцем дымчатой окраски. Имеют пегматоидный облик и относительно высокотемпературные условия образования. Размещаются в западной и центральной частях месторождения.

2. Кварцевые жилы стекловидного кварца, участками молочно-белого цвета, широко развитые в центральном блоке рудного поля, сопровождаются оторочками мусковит-кварцевого, мусковит-хлорит-кварцевого состава, реже с небольшими зонками перекристаллизованного биотита, актинолита, иногда наблюдается развитие крупнозернистого пирита.

3. Кварц-карбонатные жилы, сопровождающиеся карбонатизацией, хлоритизацией вмещающих пород с друзами кварца и карбоната, с пиритом, реже ангидритом (Бородаевский, Черемисин, 1983).

Анализируя данные по метасоматитам и распределению кварцевых жил как рудных, так и безрудных, в центральном блоке вдоль субширотного взбросо-сдвига на верхних горизонтах месторождения можно прогнозировать хрусталепроявление, аналогичное хрусталеносным зонам Светлинского месторождения. Вскрытие ряда хрусталеносных гнезд в этом районе на поверхности геологами 101 экспедиции, поступление "галей" пьезокварца из золоторудных россыпей и обнаружение хрусталеносных гнезд при проходке шахтных выработок (Ануфриев, Ступаков, 1973) свидетельствуют о недоразведанности данного месторождения на горный хрусталь.

* * *

Таким образом, генезис Кочкарского месторождения сложный. Подготовка структуры, благоприятной для оруденения, началась в домагматическую стадию. Место проявления процессов гранитизации определено глубинным разломом и складчатостью, формирование гранитоидного массива происходило в условиях давления, обусловившего складчатые и разрывные формы дислокации в самом гранитоидном массиве. Неоднократные подновления разрывов, залечивание их дайками и метасоматическими новообразованиями и повторные разрывные нарушения, выполненные в несколько подстадий кварцем и рудными минералами, - всё это характеризует длительность и сложность формирования рудоносной структуры. Ослабленные тектонические напряжения в рудном поле сохранялись и в поздние золотоносные стадии и проявились в виде разрывов и отложения в них кварца, кальцита, киновари и других низкотемпературных минералов. Источники золотой

минерализации вероятнее всего связывать с глубинным очагом, вызвавшим образование Пластовского гранитоидного массива, группу дайковых пород и их метасоматоз. Золотая минерализация представляет естественную и завершающую стадию эволюции этого очага.

Более поздний кислый магматизм обусловил метаморфизм руд и околорудных метасоматитов. Согласно Э.М.Спиридонову (1995), для золототеллуридных руд Кочкарского рудного поля, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации, типичны двойные теллуриды и сульфотеллуриды $\text{Bi} - \text{Pb}$ (алексит, кочкарит, реклиджит, новые фазы – $\text{Pb}_2\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}_3$ и др.) и высокосвинцовые сульфиды Bi-Pb (херовскит, лиллианит, бурсаит, виттил) - продукты высокотемпературных реакций типа : PbTe (альтаит) + $2\text{Bi}_2\text{Te}_2$ (теллуровисмутин) $\rightarrow \text{PbBi}_4\text{Te}_7$ (кочкарит); $6\text{PbS} + \text{Bi}_2\text{S}_3 \rightarrow \text{Pb}_6\text{Bi}_2\text{S}_9$ (херовскит). С ними ассоциируют Fe-пирротин, арсенопирит, Fe-флогопит, клиноцоизит, мусковит, Mg-кальцит, Fe-дравит. Самородное золото метаморфизованных руд незонально по составу. Состав и ассоциации минералов висмута, состав галенита, метаморфизованных золототеллуридных руд Кочкарского рудного поля сходны с таковыми грейзеновых месторождений, но существенно отличны от неметаморфизованных золототеллуридных руд.

При диафорезе в условиях цеолитовой фации минералы, являющиеся высокотемпературными твердыми растворами, частично или полностью растворились с образованием пластинчатых или мирмекитовых сростаний.

Кочкарское месторождение - одно из крупнейших на Урале. Перспективы дальнейшего освоения оцениваются положительно. На больших глубинах (1000 м и более), очевидно, сохраняются промышленные концентрации золота с достаточными запасами руд. Центральное рудное поле нуждается в систематическом изучении, проведении тяжёлых горных и буровых разведочных работ, поисковых и тематических исследованиях. Необходимо также уделить большее внимание ближайшей и дальней периферии, почти совсем не изученной, могущей нести, кроме золотой, медную, полиметаллическую и редкометальную минерализацию.

ГУМБЕЙСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ (47)

История Гумбейских вольфрам-шеелитовых объектов Южного Урала началась с открытия в 1925 г. К.К.Матвеевым шеелита на Бурановском месторождении. В процессе проведения поисковых работ были выявлены два месторождения этого полезного ископаемого - Бурановское (у пос. Ново-Буранный), Балканское (к западу от пос. Балканы) и ряд проявлений, которые в совокупности образуют Гумбейское рудное поле. В последнем шеелитовая минерализация сопряжена с кварцевыми (обычно содержат калиевый полевой шпат) жилами, сопровождающимися оторочками гумбеитов. Известно, что с гумбеитами связаны вольфрамовые (шеелитовые), молибденитовые, урановые месторождения. Кроме того, имеются данные по ряду месторождений (Центрально-Алданский район, Чармитанское рудное поле в Западном Узбекистане, Бурановское и Балканское месторождения на Южном Урале), где с этими метасоматитами развито золотое оруденение. Причем, как правило, с собственно гумбеитами зафиксированы лишь минералогические находки самородного золота (например, жилы № 1 и 3 Бурановского месторождения). Значительные же количества золота, вплоть до промышленных (Центрально-Алданский рудный район, Балканское месторождения и др.), сопряжены с метасоматитами промежуточного между гумбеитами и березитами минерального состава - калишпатсодержащими березитами или серицитсодержащими гумбеитами. Практически всегда в них отмечается карбонат (типоморфный минерал) - развиты кальцит (сильно преобладает) и доломит. Из приведенных данных следует, что поисковое значение гумбеитов на золото нерационально рассматривать отдельно от березитов и калишпатсодержащей разности

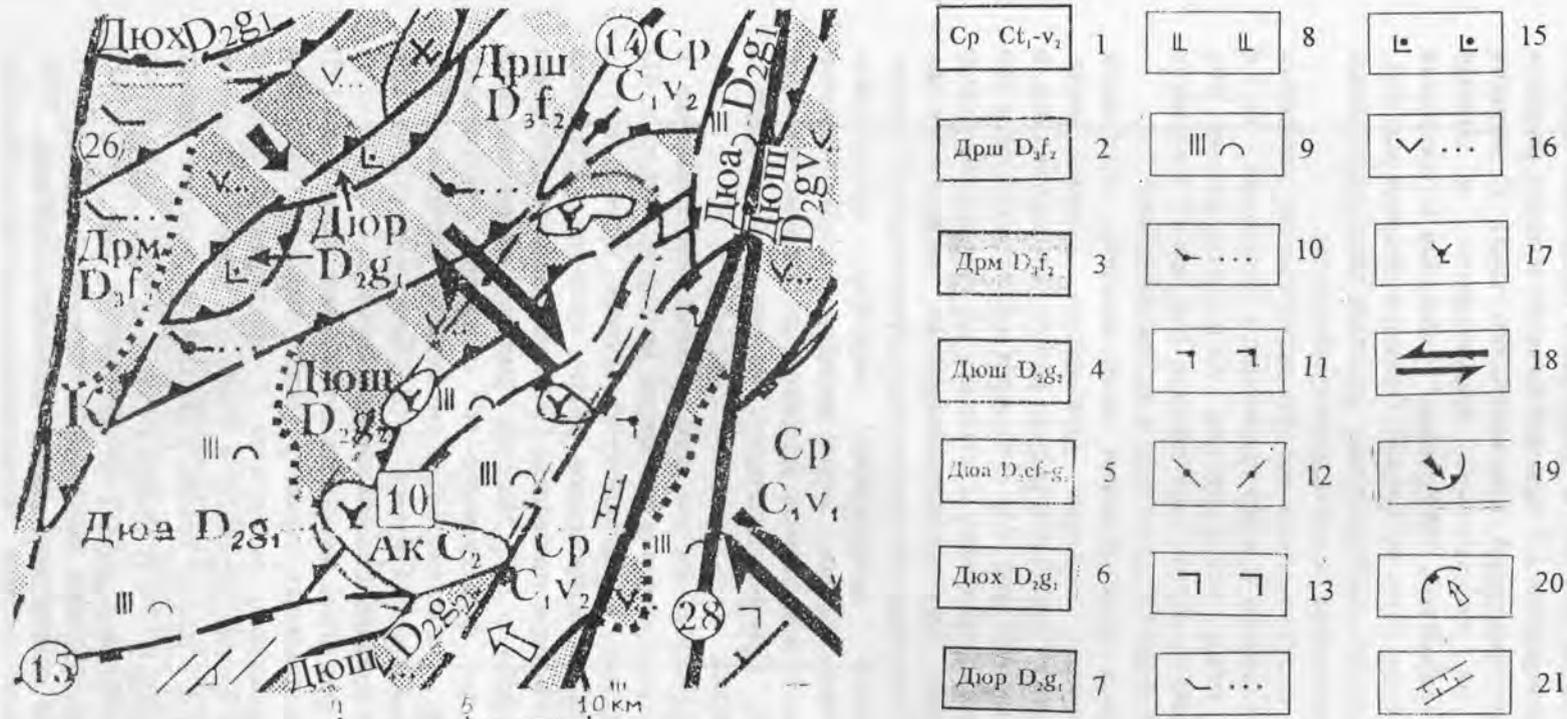


Рис. 144. Геодинамическая карта-схема района Гумбейских шеелитовых месторождений. Компильция с незначительными дополнениями по (Язев, Бочкарев, 1998):

1 – синколлизионные эшелонированные рифты; 2 – шельф приостровной внутренней; 3 – шельф междугового прогиба; 4 – шельф междугового прогиба и приостровной тылового моря; 5 – абиссальная впадина задугового моря; 6 – подводный хребет вдоль низкоскоростной зоны вторичного спрединга; 8 – 17 – формации: 8 – толеитовая островодужная, 9 – яшмондная туффитовая, 10 – тефроидная базальт-андезит-базальтовая (Гумбейский район), 11 – гавайскит-муджеритовая, 12 – трахидацит-трахириолитовая, 13 – риолит-базальтовая, 14 – базальт-андезито-базальтовая, 15 – субвулканическая толеитовая (“буранная”), 16 – вулканогенно-молассовая и флишево-турбидитовая, 17 – монзонит-гранитная (“гумбейская”); 18 – трансформный разлом; 19 – надвиги с юго-восточным направлением горизонтального движения; 20 – то же, но с западным и северо-западным направлением горизонтального движения; 21 – рои даек преимущественно основного состава; цифра 10 внутри квадрата – массивы Гумбейской группы; цифры внутри кружка – главные разрывные нарушения: 8 – Уфимский сброс раннекаменноугольной коллизии; 14, 15 – Башкирский (14) и Наварнинский (15) надвиги среднекаменноугольной обдукции; 26 – 29 – сбросо-сдвиги позднепалеозойской гиперколлизии: Аблязовский (26), Брацлавский (27), Кацбахский (28), Арсинский (29); пунктир с точкой ограничивает площадь развития Гумбейских массивов монцодиорит-гранитной формации, продуктивных на W и Au

последних. Все эти метасоматиты связаны общностью продуцирующего флюида и нередко совмещены в пространстве (Сазонов, 1998).

Гумбеиты - типоморфные метасоматиты для массивов гранитоидов повышенной основности и щелочности. Установление гумбеитов (в обнажениях, горных или буровых выработках) - благоприятный признак для поисков на W, Mo и U оруденение. По мере удаления от массива гранитоидов гумбеиты сначала сменяются их разностями с серицитом (перспективны на Au, W, Mo), затем березитами (связь с последними Au минерализации подтверждена 2,5 - вековой историей поисков, разведки и эксплуатации золоторудных месторождений кварц-жильного типа). С позиций термодинамики, базирующихся на теоретических представлениях и данных экспериментальных исследований (Зарайский, 1989), между гумбеитами и березитами метасоматитов промежуточного состава быть не должно. Однако в природе они есть. Очевидно, этот факт можно объяснить особенностями кинетики метасоматических реакций, протекающих при РТХ-параметрах березитизации-гумбеизации.

В Гумбейском рудном поле распространены все три разновидности указанных выше метасоматитов. С гумбеитами связано W и Mo оруденение, с березитами - Au, а с метасоматитами, промежуточными между теми и другими, - Au и Mo оруденение. Это, а также возможность использования гумбеитов при поисках (см. выше) послужили основанием для рассмотрения Гумбейского рудного поля в настоящей работе.

Геодинамические обстановки формирования вещественных комплексов Гумбейского района, геологическая позиция Гумбейского рудного поля. Вещественные комплексы, развитые в Гумбейском рудном районе, сформировались в следующих геодинамических обстановках (рис. 144): субдукции океанической коры под океаническую ($D_2g_2-D_3fr$), надвигания восточного континента на палеоокеаническую область ($C_{1v_3}-C_2$). Здесь проявлена серия субмеридиональных, северо-восточных разрывных нарушений, а также Гумбейский магмовыводящий трансформный разлом. Интересующий нас Гумбейский интрузивный комплекс принадлежит постколлизийному окраинно-континентальному поясу андийского типа. Массивы, представляющие комплекс, обладают повышенной щелочностью (впервые это было показано Д.С.Коржинским, 1950). Причем щелочность массивов уменьшается в направлении от их центра к периферии.

Приведенные анализы химического состава пород Гумбейского комплекса, а также диаграммы их петрохимического изучения (см. Язева, Бочкарев, 1998, рис. 41) свидетельствуют, что они (породы) в большинстве случаев принадлежат к субщелочным образованиям. Согласно цитированной работе, интрузии гумбейского комплекса возникли, когда мощность коры превышала 30 км. Его возраст датируется поздней пермью (Язева, Бочкарев, 1998, с. 122). Массивы комплекса имеют зональное строение, что указывает на их формирование в обстановке растяжения. Магмовыводящим каналом для образований Гумбейского комплекса был трансформный разлом, возникший, по Р.Г.Язевой и В.В.Бочкареву (1998), при неравномерном надвигании блоков континентальной коры с востока.

Бурановский, Балканский и ряд более мелких массивов гранитоидов (рис. 145) прорывают ядерную часть антиклинальных структур (Белов, Фролов, 1984). Они вытянуты в субширотном направлении, поперечном к простиранию основной складчатости. Контакты массивов крутые, активные, в плане они имеют извилистую заливообразную форму (рис. 146), а в разрезе близки к штокам. Вмещающие породы эффузивно-осадочной толщи имеют позднефранский возраст. Нижняя часть толщи порфириновая и туфовая, а верхняя - известково-кремнистая (см. рис. 145). Химический состав пород кровли массивов гранитоидов приведен в табл. 40, 41. Вулканы этих пород выделены в Буранный комплекс (Язева, Бочкарев, 1998) базальтового и андезито-базальтового составов позднедевонского возраста. Массивы гранитоидов вскрыты эрозией лишь в апикальной части.

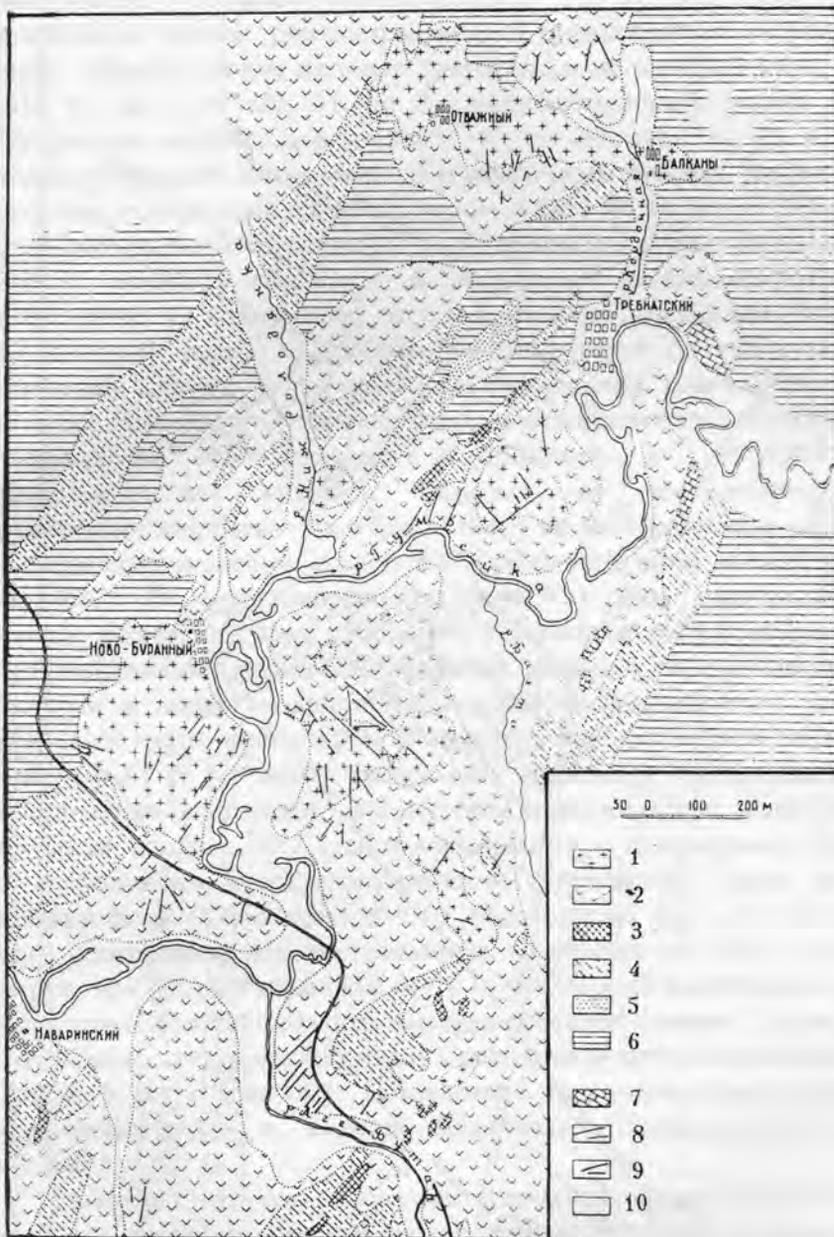


Рис. 145. Геологическое строение района Гумбейского рудного поля.

По (Коржинский, 1950) с дополнениями:

1 – сиенито-диориты (C_1); 2 – порфириды базальтовые и андезито-базальтовые с прослоями туффигов (D_2); 3 – серпентиниты антигоритовые; 4, 5 – яшмы зеленоватые (4) и серовато-белые (5); 6 – кремнистые породы, туффигов (D); 7 – известняки, вероятно, раннекаменноугольные; 8 – дайки преимущественно кислого и сиенитового составов; 9 – кварцевые жилы; 10 – покровные отложения

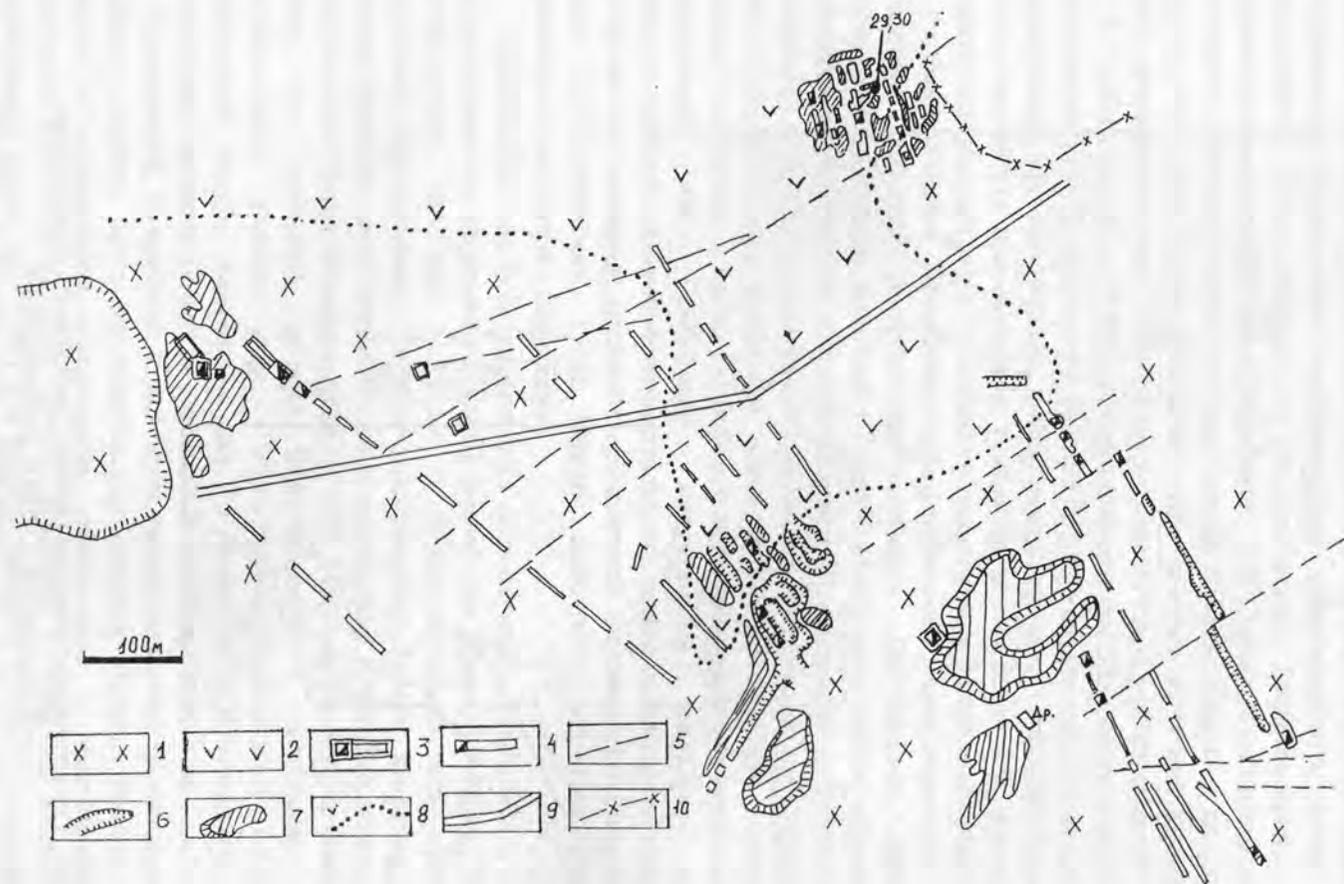


Рис. 146. Схема геологического строения и ситуационный план Бурановского кварц-шеелитового месторождения (Южного Урала): 1 – сиенито-диориты; 2 – андезито-базальтовые и базальтовые порфиры; 3 – капитальные шахты с шахтными постройками; 4 – эксплуатационные шахты и щелевидные карьеры; 5 – разведочные каналы; 6 – карьеры; 7 – отвалы шахт; 8 – геологические границы; 9 – грейдерная дорога; 10 – склад.

Залитый кружок – место взятия глыбы, зарисовка которой представлена на рис. 149

Гранитоидные массивы (длина до 7,5 км, ширина 2,5 - 3,0 км), по данным И.С.Степанова (1954), Д.С.Коржинского (1950 г.) и А.Ф.Коржинского (1967) и др., сложены породами ряда гранодиорит - граносиенит - сиенит - сиенит - монцодиорит - монцогаббро (табл. 42 - 44). Повышенная щелочность гранитоидов обусловлена контактовым гибридным, а также геодинамической обстановкой их становления. Массивы развиты в пределах магмовыводящего трансформного разлома (см.рис.144). Калишпатизация, широко распространенная в гранодиоритах, вызвана мантийными флюидами. Породы кровли массивов гранитоидов метаморфизованы: ороговикованы (см. табл. 40, ан. 2,3; табл. 41, ан. 3), амфиболизированы вплоть до образования алопорфировых амфиболитов (см. табл. 40, ан. 4-6; табл. 41, ан. 4,5). На контакте гранитоидов с породами вмещающего комплекса (известняками, порфиритами) развито скарнирование (химический состав скарна см. в табл. 41, ан 8).

Наиболее хорошо изученными и интересными в отношении решаемой нами проблемы являются Буранное и Балканское месторождения, сопряженные (пространственно и генетически) с одноименными массивами гранитоидов. Эти объекты полярные: первое месторождение типоморфно по гумбентам и шеелитовой минерализации, а второе - по березитам и метасоматитам, промежуточным между ними и гумбентами. Ниже приводится детальная характеристика этих объектов.

Бурановское месторождение. Отработано в 1931-1955 гг. Объект эксплуатировался как жильный. "Жилами" на нем назывались скопления субпараллельных кварцевых прожилков. Всего на месторождении выявлено 40 таких жил. Специализированными структурно-морфологическими исследованиями (Белов, Фролов, 1984) на месторождении выделены: а) зоны магнетитовых скарнов с вкрапленной сульфидной минерализацией; б) линейные жильно-штокверковые зоны в крупных сколовых и оперяющих их трещинах, развитых внутри массива гранитоидов; в) штокверки в полях мелкой односистемной трещиноватости преимущественно сколового типа среди гранитоидов и отчасти в породах экзоконтакта; г) штокверки, контролируемые в основном сколовыми трещинами среди даек гранитоидов (преимущественно порфировых). На месторождении выявлено около 100 даек кислого состава, среди которых 50% гранит-порфиры, 30 - плагиогранит-порфиры и 10 - аплиты (перечислены в последовательности образования). Среди даек отмечаются также лампрофиры (Коржинский, 1950). Большинство даек крутопадающие, северо-западного простирания. Их протяженность колеблется от сотен метров до первых километров при средней мощности 6 - 8 м. Форма даек плитообразная, как правило, без ответвлений. В дайках развиты минерализованные (шеелит, пирит, молибденит и другие сульфиды) кварцевые прожилки. Среднее количество прожилков на 1 погонный метр дайки 6 штук (рис.147). Повышенной продуктивностью отличаются дайки плагиогранит-порфиров и аплитов (Шахтовая, Старательская, Жила-дайка 1, Больничная).

Развитие структуры района месторождения представлено на рис. 148. Оно включает: 1) внедрение массива гранитоидов в зону трансформного разлома (см. выше, а также рис. 148, а); 2) образование трещин контракции в массиве; 3) возникновение трещин скола и отрыва в преддайковый этап в условиях диагонального растяжения (см. рис. 148, б); 4) усложнение структурной картины в предштокверковый этап (см. рис. 148, в) за счет растяжения, ориентированного широтно (возникли малочисленные субширотной ориентировки трещины); 5) возникновение диагональных напряжений растяжения, обусловившего развитие в дайках многочисленных прожилков с минерализацией (см. рис.148, г).

Таблица 40

Химический состав (мас.%) пород кровли Балканского и Требинского массивов гранитоидов и продуктов их метаморфизма. По (Коржинский, 1950)

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	46,22	46,33	51,86	44,70	44,68	46,58
TiO ₂	0,84	0,56	0,48	0,51	0,71	0,61
Al ₂ O ₃	15,38	12,00	14,61	15,26	11,49	12,48
Fe ₂ O ₃	4,64	8,45	5,54	4,83	8,47	2,24
FeO	7,20	3,14	4,85	8,91	7,15	8,28
MnO	0,22	0,19	0,11	0,12	0,17	0,29
MgO	6,78	12,45	5,60	10,52	9,60	12,22
CaO	12,49	10,96	10,74	7,21	10,64	11,44
Na ₂ O	1,27	3,33	4,34	2,45	2,29	2,01
K ₂ O	2,54	1,29	0,97	3,94	2,17	1,17
P ₂ O ₅	0,38	0,16	-	-	-	0,41
SO ₃	-	0,52	-	-	1,01	-
CO ₂	-	0,04	0,30	0,26	1,16	-
H ₂ O ⁺	2,20	1,06	0,17	0,86	1,26	1,81
H ₂ O ⁻	-	0,19	0,28	0,22	0,07	-
Сумма	100,22	100,67	99,86	99,79	101,77	99,52

Примечание. 1 – авгитовый порфирит южной части Гумбейского района; 2 – ороговикованный порфирит из Балканской шахты №1, гор. 85 м; 3 – то же. но без точной привязки; 4,5 – амфиболлизированный порфирит из Балканской шахты №1; 6 – амфиболлизированный порфирит из контакта с Требинским массивом гранитоидов.

Таблица 41

Химический состав (мас.%) некоторых пород кровли Бурановского массива и продуктов их метаморфизма – метасоматоза. По (Коржинский, 1950)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	46,96	47,62	43,20	46,14	43,04	36,00	43,80	38,20
TiO ₂	0,25	1,23	0,90	0,16	5,50	0,12	0,04	0,67
Al ₂ O ₃	12,86	10,30	15,20	12,36	13,92	13,01	12,28	14,80
Fe ₂ O ₃	4,56	2,29	7,10	3,68	7,16	2,07	1,20	10,98
FeO	7,50	7,47	3,45	7,71	7,82	1,80	4,17	1,15
MnO	0,28	0,22	0,17	0,08	0,50	0,19	0,11	0,21
CaO	16,00	12,02	11,22	14,62	7,03	13,80	5,90	27,08
MgO	8,21	13,00	11,91	10,25	7,43	29,26	26,10	3,04
Na ₂ O	1,80	1,64	1,04	2,28	3,17	0,31	0,33	0,23
K ₂ O	0,96	2,45	5,29	1,10	1,04	0,80	1,07	0,0
H ₂ O ⁺	1,16	0,83	0,80	1,00	1,98	1,88	1,55	2,30
H ₂ O ⁻	-	-	0,20	-	0,40	-	-	0,44
CO ₂	-	-	-	-	0,70	-	-	1,04
SO ₃	-	-	2,88	-	0,70	-	0,50	0,99
P ₂ O ₅	-	-	-	-	0,54	-	-	0,44
Ппп	-	1,00	-	-	-	-	13,30	-
Сумма	100,53	100,07	99,81	99,38	100,93	99,24	100,00	100,69

Примечание. 1 – авгитовый порфирит; 2 – пироксен-роговообманковый порфирит (в районе жилы №24); 3 – авгитовый порфирит ороговикованный; 4 – алопорфировый амфиболит; 5 – амфиболит из Зеленой горки; 6- роговообманковый перидотит из шахты №4; 7 – тальк-карбонатная порода из отвала шахты №4; 8 – эпидот-гранатовый скарн из района шахты №1.

Таблица 42

Химический состав (мас.%) пород Бурановского массива. По (Коржинский, 1950)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	65,26	61,5	63,9	60,98	60,44	51,98	51,68	55,52	53,15	69,8
TiO ₂	0,53	0,46	0,44	0,74	0,33	0,64	0,70	0,80	0,70	0,15
Al ₂ O ₃	15,46	16,3	16,2	17,40	17,94	17,80	16,96	4,75	18,95	15,9
Fe ₂ O ₃	1,88	1,48	2,37	2,02	0,0	3,52	3,09	1,30	3,01	2,80
FeO	1,55	1,39	0,71	2,32	1,86	2,30	2,12	6,57	3,57	1,50
MnO	0,04	0,20	0,39	0,04	0,45	0,10	0,19	0,21	0,11	0,14
CaO	2,94	3,50	3,48	4,92	4,74	7,20	16,30	15,64	5,99	2,74
MgO	2,53	2,24	2,87	4,20	5,14	5,49	4,25	8,42	5,13	0,96
Na ₂ O	5,70	4,62	4,24	3,45	4,16	4,86	2,23	2,14	4,50	1,30
K ₂ O	3,66	3,40	4,37	2,98	3,45	1,75	0,87	0,73	1,64	2,84
H ₂ O ⁺	-	-	0,27	0,12	0,65	2,68	0,33	1,93	2,14	1,20
H ₂ O ⁻	-	-	0,14	-	-	0,24	-	0,44	0,40	-
CO ₂	-	-	-	-	-	0,88	0,46	0,62	0,80	-
S	-	-	-	-	-	0,02	0,48	0,05	0,08	-
P ₂ O ₅	0,32	0,90	-	0,63	-	0,36	0,38	0,65	0,13	-
Ппп	-	-	0,56	-	-	-	-	-	-	-
Сумма										

Примечание. 1 – граносиенит-диорит из западной части массива; 2 – гранодиорит из той же части массива; 3 – щелочноземельный сиенит из района шахты №3; 4 – гранодиорит из восточной части массива; 5 – то же вблизи шахты №2; 6 – сиенит-диорит из восточной части массива; 7 – кварцсодержащий пироксеновый диорит; 8 – гибридный околоскарновый кварцсодержащий сиенит-диорит из района Зеленой горы; 9 – лампрофир из района шахты №2; 10 – микрогранодиорит-порфир дайки “Старательская”.

Таблица 43

Химический состав (мас.%) плутонов Гумбейского рудного поля.
По (Язева, Бочкарев, 1998)

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO ₂	48,53	56,92	58,43	61,19	70,01
TiO ₂	1,36	0,80	0,89	0,32	0,38
Al ₂ O ₃	11,66	14,05	14,36	17,04	16,70
Fe ₂ O ₃	2,55	3,40	2,00	2,60	-
FeO	5,87	2,81	4,13	0,89	-
FeO _{общ}	-	-	-	-	2,38
MnO	0,12	0,08	0,07	0,06	0,03
MgO	10,99	4,75	5,47	2,56	0,83
CaO	10,21	3,94	5,50	3,36	1,26
Na ₂ O	2,50	4,81	4,40	5,64	5,00
K ₂ O	3,48	6,09	3,42	4,62	3,44
P ₂ O ₅	1,17	0,69	0,47	0,12	0,07
Ппп	0,76	1,28	0,34	1,42	0,81
Сумма	99,20	99,62	99,48	99,82	100,91

Примечание. 1 – монцогаббро Новобурановского массива; 2 – сиенит, г. Солодяник; 3 – сиенит Новобурановского массива; 4 – кварцевый сиенит, пос. Балканы; 5 – субщелочной гранит, пос. Требия.

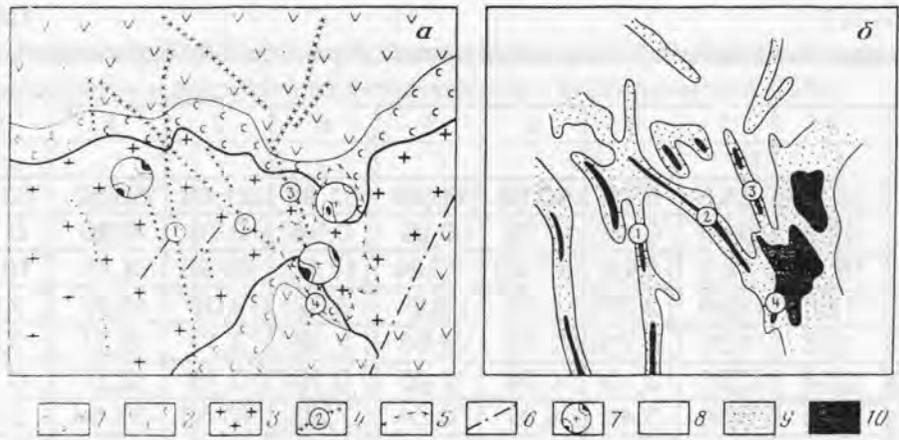


Рис. 147. Основные геолого-структурные черты Бурановского месторождения.

По (Белов, Фролов, 1984):

a – схема геологического строения. *б* – схема строения штокверка в изолиниях плотности прожилков; 1 – андезито-базальтовые порфириты; 2 – скарированные породы и скарны эпидот-гранатовые; 3 – граносиениты; 4 – дайки кислого состава с повышенным содержанием рудных прожилков: 1 – Больничная, 2 – Шахтовая, 3 – Старательская, 4 – Дайка-Жила; 5 – контур продуктивной части штокверка в граносиенитах; 6 – разрывные нарушения; 7 – круговые диаграммы ориентировки рудных прожилков; 8 – 10 – поля значений плотности рудных прожилков (штук на 1 пог. м): 8 – меньше 3, 9 – от 3 до 6, 10 – > 6

По простиранию даек плотность развития в них трещин сильно варьирует: участки интенсивной концентрации последних сменяются такими участками, где трещин практически нет или очень мало. Величина смены “шага” колеблется от первых десятков до сотен метров и зависит от мощности даек и ориентировки их относительно приложенного напряжения. Именно участки, насыщенные кварцевыми прожилками, были объектами старательской добычи шеелита. Наблюдаемые сейчас узкие щели, уходящие на глубину 10-15 м, - это “следы” эксплуатационных выработок.

Околопрожилковые метасоматиты сначала на месторождении были отнесены к калишпатизированным березитам (Степанов, 1953). После работ Д.С.Коржинского (1955) эти метасоматиты получили название “гумбеитов”, в формационной самостоятельности которых никто никогда не сомневался (Омельяненко, 1978; Сазонов, 1984 и др.). Основные черты строения колонки гумбеизации гранитоидов и химизм процесса рассмотрены Д.С.Коржинским (1955). Более детально и на примере не только гранитоидов, но и metabasalts процесс гумбеизации рассмотрен Э.М.Спиридоновым с соавторами (1997). Метасоматические колонки, заимствованные из этой работы, приводятся ниже.

Колонка гумбеизации по монцонитам. Монцонит состоит из роговой обманки, авгита, биотита, андезина, микропертита, апатита и титаномагнетита. Химический состав породы (мас.%) следующий: SiO_2 51,70; TiO_2 0,83; Al_2O_3 14,72; Fe_2O_3 2,32; FeO 5,20; FeS 0,19; MnO 0,09; MgO 7,24; CaO 6,74; Na_2O 3,45; K_2O 3,24; P_2O_5 0,70; H_2O^+ 1,70; CO_2 1,64; сумма 99,76.

Зона 1 колонки: флогопит, доломит, альбит, калишпат, серицит, сфен, пирит, апатит.

Зона 2: биотит, доломит, калишпат, альбит, сфен, пирит, апатит; химический состав метасоматита следующий (мас.%): SiO_2 45,30; TiO_2 0,84; Al_2O_3 13,47; Fe_2O_3 5,14; FeS 0,36; MnO 0,09; MgO 6,14; CaO 6,60; Na_2O 2,23; K_2O 3,72; P_2O_5 0,51; H_2O^+ 1,64; CO_2 12,30; сумма 99,63.

Зона 3: доломит, калишпат, кварц, рутил, пирит, апатит.

Зона 4: кварцевая жила с калишпатом, доломитом, шеелитом.

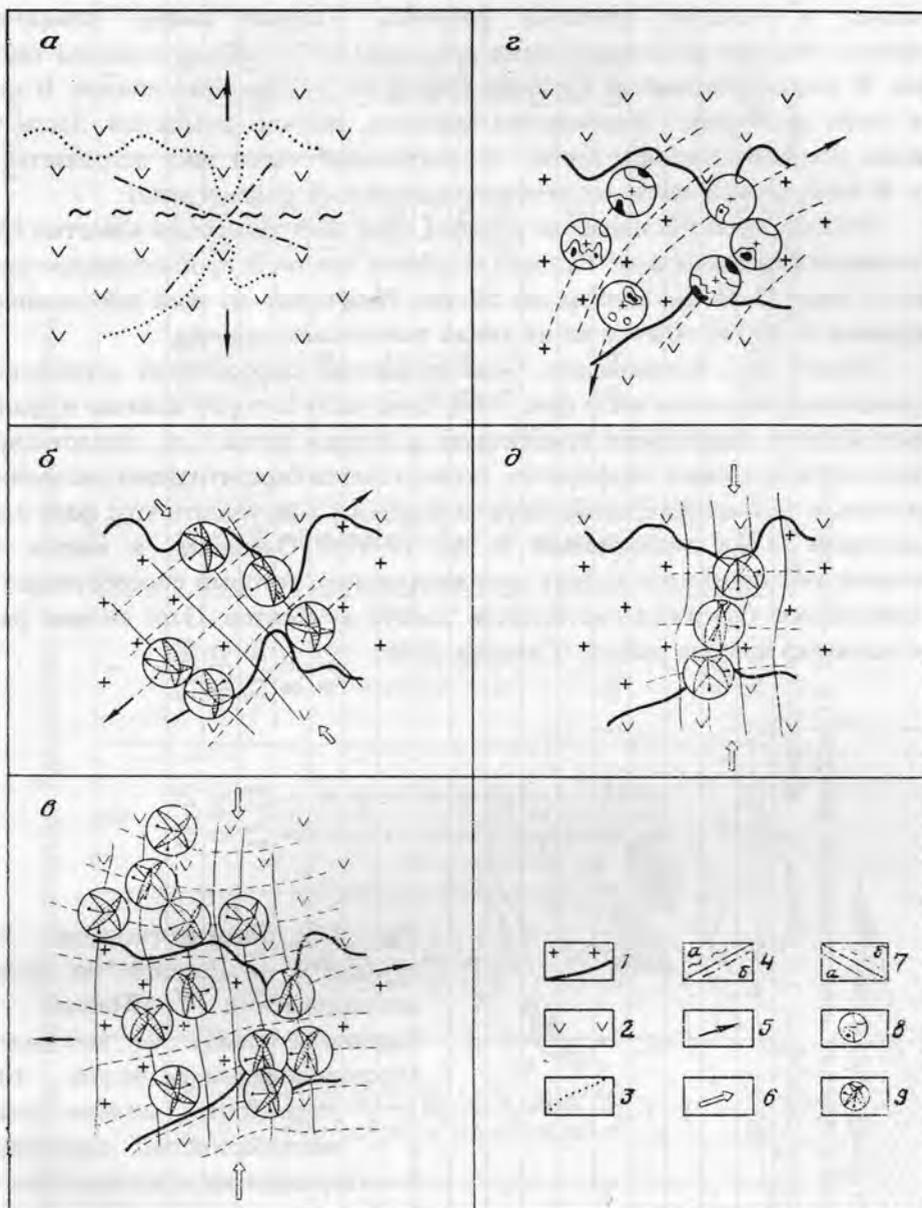


Рис. 148. Схема развития структуры Бурановского месторождения и поля напряжений. По (Белов, Фролов, 1984):

а - д - этапы: интрузивный (а), предэпидотный (б), доштокверковый (в), штокверковый (г), пострудный (д); 1 - граносиениты; 2 - андезитово-базальтовые порфиры; 3 - контур предполагаемого внедрения интрузии; 4 - предполагаемое положение первичных трещин отрыва (а) и скола (б); 5 - направление максимальных растягивающих усилий; 7 - траектории главных нормальных напряжений в проекции на горизонтальную плоскость минимальных (а) и максимальных (б); 8 - диаграммы ориентировки кварц-рудных прожилков; 9 - стереографические диаграммы осей главных нормальных напряжений в проекции на верхнюю полусферу

По мере перехода от внешней зоны колонки к внутренней калишпат замещает серицит и альбит, биотит сменяет флогопит, растет железистость биотита и карбоната (доломита).

Среди кварцевых жил Бурановского месторождения выделяются ранние (безрудные) и поздние (рудные) разности. Первые имеют северо-восточное простирание, падение их юго-восточное под углом 65-70°. Жилы сложены темно-серым кварцем. В жилах отмечаются крупные кристаллы прозрачного кварца. В зальбандах жил, в зонах дробления фиксируется хрусталь, обычно дымчатый. Здесь же часты кристаллы роговой обманки. Ближе к центральной части жил встречается зеленый хлорит. В центральной части их отмечается калиевый полевой шпат.

Рудные жилы. В пределах рудного поля месторождения известно 26 шеелит-продуктивных кварцевых жил. Ряд жил содержат шеелит в промышленном количестве. Мощность жил 25-35 см, иногда до 50 см. Некоторые из жил прослеживаются по простиранию на 400 м, обычно же их длина значительно меньше.

Нами на Бурановском месторождении прослежена трещиноватая с минерализацией кварцевая жила (рис. 149), одна часть которой залегает в граносиените и сопровождается типичными гумбеитами, а вторая часть – в эпидотизированных пироксен-плаггиоклазовых порфиритах, подвергшихся березитизации-лиственитизации. Контакт между указанными метасоматитами резкий. Как увязать этот факт с данными, приведенными Э.М.Спиридоновым и др. (1997)? Очевидно, в нашем случае в контактовой зоне проявился эффект дресселирования, который способствовал падению T и образованию березитов-лиственитов вместо гумбеитов. Этот вопрос рассмотрен раньше одним из авторов работы (Сазонов, 1996).

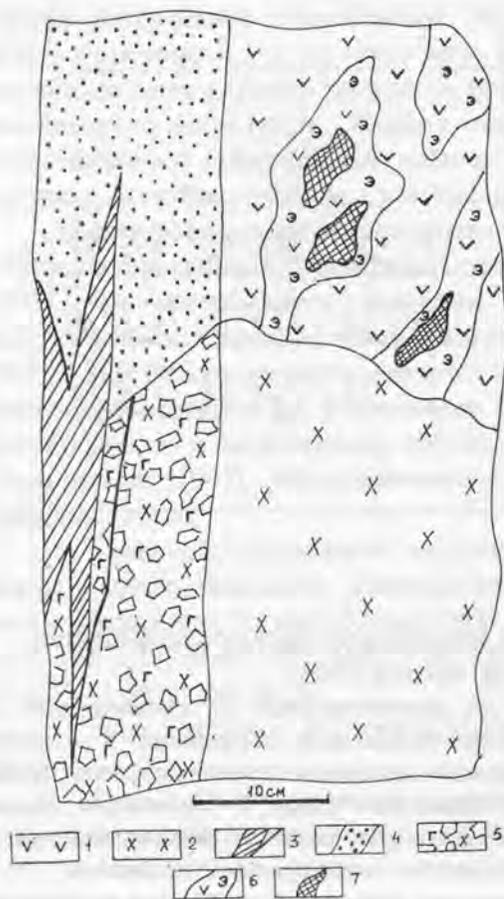


Рис. 149. Взаимоотношения березитов, гумбеитов и скарнов на Бурановском месторождении (Южный Урал). Зарисовка глыбы из шахтного ствола (местоположение см. на рис. 146):

1 – порфириты андезит-базальтовые; 2 – мелкозернистые сиенито-диориты; 3 – кварцевая жила и прожилок (в части колонки по сиенито-диоритам с калишпатом); в части колонки по порфирирам – с карбонатом); 4 – березиты; 5 – сиенито-диориты; 6 – апопорфиритовые эпидозиты; 7 – эпидот-гранатовые скарны

Таблица 4.4

Химический состав (мас.%) гранитоидов Балканского и Требинского массивов

Компоне- нты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	71,68	71,52	67,36	61,16	52,20	52,10	51,94	51,70	55,16	51,32	63,94	63,54
TiO ₂	0,30	0,38	0,49	0,71	0,78	0,96	1,10	0,83	1,15	0,90	0,65	0,67
Al ₂ O ₃	14,85	16,60	16,83	17,13	17,46	15,28	17,53	14,72	15,02	13,36	16,15	14,85
Fe ₂ O ₃	0,56	0,56	0,99	2,15	5,07	5,65	8,97	2,41	4,01	4,19	1,58	1,73
FeO	1,67	1,05	1,20	2,32	6,08	2,28	4,83	5,20	2,58	1,07	2,31	2,32
MnO	-	-	-	0,04	0,30	0,14	-	0,09	-	0,05	0,03	0,02
MgO	0,83	0,48	0,33	4,47	3,51	7,25	2,14	7,24	5,92	3,90	4,36	3,66
CaO	2,00	0,55	1,52	4,90	6,95	7,18	5,21	6,74	6,32	13,56	4,00	3,68
Na ₂ O	3,64	4,56	4,10	4,61	4,87	3,96	4,85	3,45	3,89	0,25	3,42	4,34
K ₂ O	3,74	2,79	3,59	1,60	1,25	2,32	0,75	3,24	4,31	8,33	2,16	3,48
H ₂ O ⁺	-	-	-	0,26	-	1,05	-	1,70	-	-	0,13	1,02
H ₂ O ⁻	-	-	-	0,76	0,50	0,21	-	0,08	-	0,10	1,20	-
P ₂ O ₅	0,21	0,13	0,18	0,56	0,39	0,36	0,64	0,70	0,74	-	0,32	0,35
S	-	-	-	-	-	0,11	-	0,10	-	-	-	-
CO ₂	-	-	-	-	-	-	-	1,64	-	2,01	-	-
Ппп	0,20	1,26	1,36	-	0,63	-	0,64	-	-	-	-	-
Сумма	99,68	99,87	99,94	100,67	99,96	98,85	99,60	99,98	99,76	100,33	100,25	99,66

Примечание. 1 – гранит-порфир; 2 – плагиогранит-порфир; 3 – гранит; 4 – гранодиорит; 5 – диорит; 6 – сиенит-диорит; 7 – диорит; 8 – кварцевый сиенит-диорит; 9 – сиенит; 10 – околоскарновая диопсид-микроклиновая порода; 11, 12 – гранитоиды.

Анализы 1 – 10 – пород Балканского, 11, 12 – Требинского массивов

Балканское месторождение. Расположено на север в 18-20 км от Бурановского месторождения. Приурочено к небольшому массиву гранодиоритов, вытянутому незначительно в широтном направлении (см. рис. 145). Кровля массива представлена яшмоидами и кремнисто-глинистыми породами, а также авгит-плаггиоклазовыми порфиритами позднефранского возраста. Жильных пород здесь намного меньше, чем на Бурановском месторождении. Встречены здесь лишь аплиты и пегматиты.

Кварцевые жилы развиты значительно. Кварц жил массивный, белый с сероватым оттенком у кварцевых жил с полевым шпатом и молочно-белый – у низкотемпературных непродуктивных кварцевых жил. Выделены следующие разновидности кварцевых жил (Степанов, 1953): 1) высокотемпературные безрудные с серым кварцем; 2) кварц-полевошпатовые с серым кварцем и розовым полевым шпатом; 3) кварц-полевошпатовые с шеелитом; 4) золоторудные с незначительным содержанием шеелита (на нижних горизонтах с арсенопиритом), сопряжены с березитами-лиственитами; 5) безрудные низкотемпературные, расположенные в дальнем экзоконтакте массива гранодиоритов. Балканские жилы в отличие от бурановских, где самородное золото встречено только в двух жилах, золотосны. В калишпатсодержащих шеелитоносных жилах (№ 1 - 3) Бурановского месторождения, отработывавшихся на W, золото не обнаружено. Кроме перечисленных жил, на Балканском месторождении есть ранняя их разновидность, представители которой обычно рассекают часть массива и выходят в породы кровли. Замечательно, что в гранитоидах жилы с шеелитом и сопровождаются оторочками гумбеитов, а в породах, вмещающих гранитоиды, жилы кварцевые (иногда с карбонатом) и оторочиваются березитами-лиственитами. Подробнее об этом см. в работе (Сазонов, 1996).

Гнездовые залежи. Их в рудном поле месторождения три. Они расположены в контактовой зоне массива граносиенитов. Залежь № 1, локализуемая в южном контакте массива, наиболее крупная, отработанная до глубины 90 м. Контакт здесь субширотный (см. рис. 145). Он пересечен группой кварц-полевошпатовых жил с крутым западным падением. Их мощность не превышает 25 см. Наряду с жилами отмечено большое количество тонких прожилков, сопряженных с рудными гнездами. В размещении шеелитовой минерализации проявлен тектонический контроль – рудные гнезда развиты на пересечении двух тектонически ослабленных зон: субмеридиональной, по которой развиты кварцевые жилы, и широтной, отвечающей контакту интрузивного массива. И.С.Степановым показано, что шеелитоносными являются не субмеридиональные жилы, а жилы с азимутом простирания 40° , более поздние по отношению к первым.

О взаимоотношениях березитов и гумбеитов. Вопрос о формационной самостоятельности березитов и гумбеитов никем не дискутируется. По непонятной причине Э.М.Спиридонов (1997) приписывает В.Н.Сазонову мысль о том, что эти образования принадлежат к одной формации. Последним почти 15 лет назад была обоснована формационная самостоятельность березитов-лиственитов, а также оценены величины изменения РТХ-параметров (на базе геологических и экспериментальных данных), обуславливающие переход березитов в гумбеиты (Сазонов, 1984).

Позднее (Сазонов, 1996) на Балканском месторождении шеелита получены материалы, позволившие показать конвергентность березитов, возможность их формирования в составе как березит-лиственитовой, так и гумбеитовой формаций. Рассмотрим вопрос более подробно. Известно, что гумбеиты обычно развиваются внутри массивов гранитоидов (тоналиты, гранодиориты, граносиениты), редко и в ближайшей их экзоконтактовой зоне. По Э.М.Спиридонову и др. (1997), бурановские гумбеиты сформировались при $T=440-390^\circ\text{C}$ и $P=2,7-2,2$ кбар. Данные В.Н.Сазонова по балканским гумбеитам соответственно 470°C и 2,9 кбар. (получены с помощью доломит-кальцитового термобарометра А.С.Таланцева). На Балканском месторождении

по мере удаления от контакта интрузива гумбеиты, сопряженные с кварц-ортоклазовыми жилами, сменяются сначала березитами, а последние – кварц-серицитовыми метасоматитами. С березитами сопряжены золотоносные кварцевые жилы, которые в прошлом успешно обрабатывались.

Для балканских березитов (их соотношение в пространстве с гумбеитами рассмотрено ниже) на основе доломит-кальцитового термобарометра получены параметры формирования: $T=400\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P=0,7\text{ кбар}$ (Сазонов, 1996). Эта температура отвечает максимуму, который установлен для процесса березитизации-лиственитизации (Сазонов, 1984), а также близка к таковой для серицитсодержащих гумбеитов (различие не превышает $10\text{-}20\text{ }^{\circ}\text{C}$).

Э.М.Спиридонов с соавторами (1995, 1997) считают, что гумбеиты и березиты – дискретные образования и что в природе переходы между ними не зафиксированы. Однако такие случаи приведены в работе В.Н.Сазонова (1996) и наблюдались нами в Шарташском щебеночном карьере и на Бурановском месторождении шеелита. На последнем, как отмечалось выше, развиты кварц-полевошпатовые жилы, сопровождающиеся ореолами гумбеизации (содержат в промышленных концентрациях шеелит, сульфидная минерализация развита слабо, до 1935 г. обрабатывались на вольфрам), и существенно кварцевые жилы, сопровождающиеся ореолами кварц-анкерит-мусковит-ортоклазового состава, минерализованные сульфидами, редко содержащие шеелит. Подчеркнем, что балканские жилы, подобные последним, обрабатывались на золото.

А.Ф.Коржинским (1967) и В.Н.Сазоновым (1996) на Балканском месторождении установлена смена гумбеитов березитами (РТ-параметры формирования этих метасоматитов приведены выше) в пределах единой метасоматической колонки, развитой около жилы, фиксирующей трещину, одна часть которой расположена в гранитоидах (жила имеет кварц-ортоклазовый состав), а вторая часть – в породах кровли массива гранитоидов (здесь жила существенно кварцевая, в ней отмечается анкерит, калишпата практически нет).

Дополнительно отметим, что на всех названных выше объектах установлено более позднее формирование березитов по отношению к гумбеитам. Напомним в этой связи интересные данные по соотношению этих метасоматитов, рассмотренные при характеристике Березовского рудного поля. Здесь (в Шарташском карьере) около одной и той же кварцевой жилы, рассекающей адамеллиты и лампрофиры, в первых породах развиты гумбеиты (в кварцевой жиле фиксируется калишпат), а во вторых – березиты (кварцевая жила без калишпата). В данном случае причина указанных соотношений метасоматитов обусловлена различием калиевости среды минералообразования – в адамеллитах по сравнению с лампрофирами она большая. Нам представляется, что приведенные взаимоотношения между березитами и гумбеитами обусловлены двумя причинами: тектонической – неоднократным раскрытием трещинных структур, контролирующих развитие и состояние гидротермальной системы, и физико-химической (понижение РТ-параметров названной системы и создание неоднородности Х-параметра в гидротермальных мультисистемах, развивающихся в различных по химическому составу средах). Указанные причины обусловили развитие на ряде месторождений, в частности в пределах Гумбейского рудного поля, метасоматитов ряда скарны – родингиты – гумбеиты – березиты, а также наложение на скарны березитов и гумбеитов (Коржинский, 1967, с. 406-410). Следовательно, развитие гумбеизации в специфических условиях (проявление дросселирования и флуктуации химического потенциала калия в отдельных частях системы) приводит к формированию вместо гумбеитов березитов.

Об источнике “гумбеизирующих” флюидов. Этот вопрос решается в монографии Э.М.Спиридонова и др. (1997) на базе результатов изучения изотопного состава С карбонатов и Н и О кварца метасоматитов и жильного выполнения. Полученные в этой

работе данные в обобщенном виде представлены на рис. 150. Из него видно, что $\delta^{13}\text{C}$ карбонатов из кварц-шеелитовых руд колеблется в пределах от $-4,4$ до $9,1\%$. Расчетные величины $\delta^{18}\text{H}_2\text{O}$ кварца, шеелита (рис.151) и мусковита ($\delta^{18} = 7,2\%$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 3,2\%$).

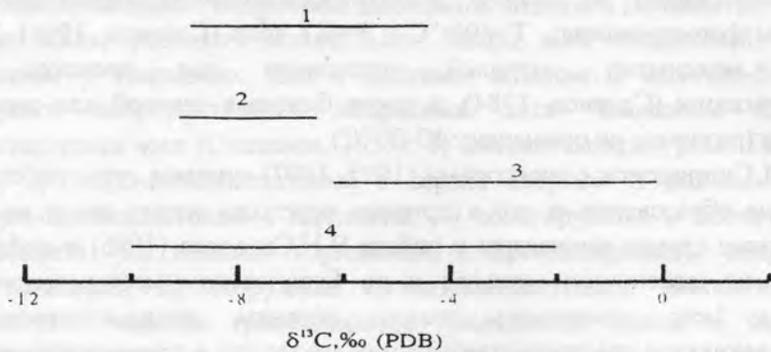


Рис.150.Изотопный состав углерода карбонатов рудных жил гумбеитовой формации Урала. По (Спиридонов и др., 1997):

1 - Балканское месторождение; 2 - Бурановское месторождение; 3 - вмещающие мраморы; 4 - мантийные карбонаты (по Wilson, 1989)

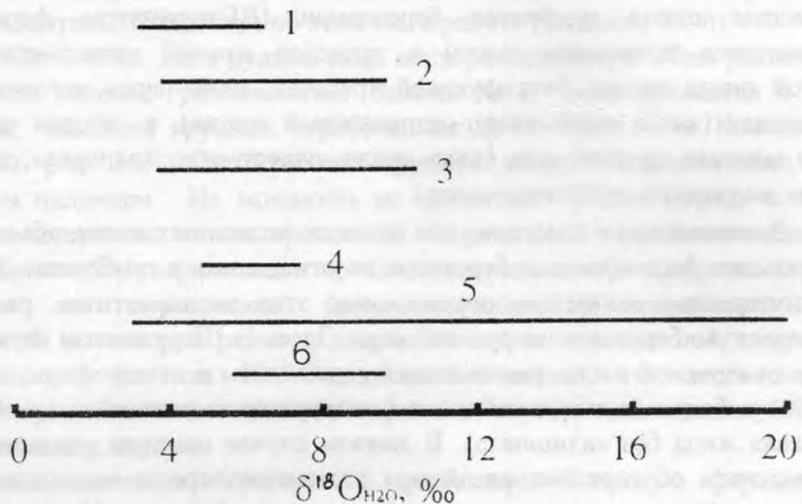


Рис. 151. Изотопный состав кислорода флюидов, породивших шеелит и кварц рудных жил, сопряженных с гумбеитовой и березит-лиственитовой формациями Урала.

По (Спиридонов и др., 1997):

1, 2 – гумбеитовая формация: 1- кварц, 2 – шеелит; 3, 4 – березитовая формация: 3 – кварц, 4 – шеелит; 5 – метаморфогенные воды; 6 – магматогенные воды

Данные, представленные на рис. 150, 151, представляется интерпретировать следующим образом. Несомненно участие в “гумбеизирующем” растворе магматогенного флюида, отделившегося при кристаллизации магмы щелочного состава. При этом невозможно исключить примесь в названном растворе метаморфогенных вод. Сопоставимость изотопного состава С карбонатов рудных жил Гумбейского рудного поля с таковым карбонатов (мантийных образований) - это, очевидно, свидетельство наследования $\delta^{13}\text{C}$ карбонатами рудных жил из сквозьмагматических флюидов, обусловивших образование Гумбейского магматического комплекса.

Скарны. Образовались на контакте интрузий Гумбейского комплекса с вулканитами средне-основного состава. Минеральный состав скарнов: волластонит, кальцит, диопсид, гранат, апатит, сфен, плагиоклаз, кварц, рудные (шеелит, молибденит, пирит, халькопирит)

Скарны на Балканском месторождении развиты достаточно широко. В качестве типовых ниже приводятся метасоматические колонки, возникшие на контакте сиенито-диоритов с мраморизованными известняками (колонка 1) и с ороговикованными авгитовыми порфиритами (колонка 2). Приведем строение зональности колонки 1:

0. Сиенито-диорит
1. Пироксен-микроклиновая зона
2. Пироксен-гранатовая зона
3. Гранатовая зона
4. Диопсидовая зона
5. Волластонитовая зона
0. Мраморизованный известняк

Для колонки 2 характерно несколько иное строение зональности:

0. Сиенито-диорит
1. Пироксен-плагиоклазовая порода
2. Коричневый гранатовый скарн
3. Красно-бурый гранатовый скарн
4. Эпидозит
0. Апобазальтовый амфиболит и ороговикованный авгитовый порфирит

Таким образом, приведенные выше материалы по Гумбейскому рудному полю, а также помещенные в публикациях (Сазонов, 1998_{1,2}) дают основание для вывода о том, что гумбеиты и березиты являются родственными метасоматическими образованиями. Они могут формироваться в составе собственных формаций, а березиты, кроме того, в составе гумбеитовой формации, но при развитии ее в специфической сложной гидротермальной системе, одна из частей которой развивалась в замкнутых условиях, а вторая – в полузамкнутых (был проявлен эффект дресселирования). В первом случае возникли гумбеиты, а во втором – березиты.

В природе более широко распространены иные соотношения гумбеитов с березитами. Обычно последние являются более поздними и более низкотемпературными образованиями по сравнению с первыми. Такие соотношения можно объяснить: 1) эволюцией флюида во времени (главным образом за счет падения T) и 2) развитием (восходящим или нисходящим) трещинных структур во времени. Дополнительно отметим, что известны метасоматиты промежуточного минерального состава между березитами и гумбеитами. Итак, подтверждаются вывод Д.С.Коржинского о пространственных взаимоотношениях березитов и гумбеитов и заключение Д.В.Рундквиста о том, что встречающиеся в природе метасоматические образования имеют непрерывные переходы между отдельными формациями и что для последних характерно телескопирование.

Непосредственные переходы березитов в гумбеиты с глубиной не наблюдаются. Это потому, что вертикальный размах внутренней зоны метасоматитов ореола березитизации-лиственнитизации, например на Березовском рудном поле, достигает 0,8-1,0 км от современной поверхности. Естественно, что при одноимпульсном развитии трещинных структур гумбеиты должны развиваться глубже этого интервала. Совмещение указанных метасоматитов на одном и том же эрозионном срезе – свидетельство развития сложной гидротермальной системы с явлениями дрессельного эффекта в какой-то ее части или же мультстадийного развития трещиноватости.

Месторождение расположено на Южном Урале, около параллели 52° с.ш., вблизи железнодорожной станции Айдырля. Сведения об открытии и разработках практически отсутствуют. Изучение объекта начато в 1917 г. (П.П.Гудков, М.А.Усов). Затем был многолетний перерыв, и только в 1934 г. А.А.Бусыгиным была составлена геологическая карта ряда участков месторождения в масштабе 1:5000. На ней были показаны все известные к тому времени кварцевые жилы. В этом же году Н.К.Спицын в отвалах Сафоновской шахты обнаружил шеелит и изучил, насколько это было возможно, массив гранитоидов.

В 1936-37 гг. Ф.И. Рукавишников достаточно детально (масштаб 1:10000) изучил гранитоиды Айдырлинского и Суундукского массивов и сопряженное с ними Au-W-оруденение. В 1940 г. изучением месторождения занялся А.А.Иванов (1948).

1935-1941 гг. - время проведения сезонных работ по детальной разведке ряда участков месторождения (руководитель Н.В.Попов).

Месторождение расположено в Айдырлинском гранитоидном массиве (рис.152), принадлежащем тоналит-гранодиоритовой формации. Последний вытянут по меридиану на 7 км при максимальной ширине 4 км. Массив по составу неоднороден: в южной части развиты гранодиориты и лейкократовые граниты, а в северной - биотитовые граниты. В Айдырлинском месторождении общее число учтенных кварцевых жил, локализующихся в гранитоидном массиве, превышает 300 шт.

На месторождении выделено 4 типа кварцевых жил по типам трещинных структур, их вмещающих (Иванов,1948): 1) сколовые, 2) разрыва, 3) надвиговые, 4) краевые (приконтактные).

Жилы 1-го типа составляют большинство (250 шт.). Это диагональные жилы; их протяженность достигает 250-500 м. Выработаны они на глубину до 20 м. При указанной длине жилы очень выдержаны по простиранию и падению. Падение их крутое ($70-90^{\circ}$). Мощность колеблется от нескольких сантиметров до нескольких метров, обуславливая четковидную форму жил. В жилах преобладает массивный кварц, минерализация незначительна. Значимость жил 1-го типа в промышленном отношении весьма невелика. На них известны лишь старательские выработки, пройденные с целью валового опробования.

Среди жил 2-го типа имеется один представитель, характеризующийся промышленно значимыми параметрами, - это Миасская жила (рис. 153, Б). Она начала отрабатываться еще до революции, и в 1935 г. глубина выработки достигла почти 200 м. Прослеженная длина жилы 1,2 км по азимуту простирания 92° . Падение жил крутое ($70-80^{\circ}$) северное. Для них весьма характерно кулисообразное строение (см. рис. 152, 153, Б).

Представителем жил 3-го типа является жила Уклонная (см. рис.152, 153, А). Она, наряду с Миасской жилой, является основным промышленным объектом рудника. Глубина отработки по ней составила более 300 м. Эта жила отличается неустойчивыми параметрами: азимут простирания колеблется от 5 до 35° , угол падения достаточно выдержан ($24-32^{\circ}$) в северной части жилы, а в южной - он весьма изменчив (колеблется в пределах $24-15^{\circ}$); средняя мощность жилы около 1 м. В вертикальном разрезе жила имеет линзовидную форму. Часто от линз отходят прожилки, параллельные основной жиле. Точно так же субсогласно с жилой ориентированы заключенные в ней реликты пород кровли. На основе приведенных данных А.А.Иванов (1948) структуру, к которой приурочена жила, идентифицировал как надвиг. Надвиговой характер установлен и для послерудных подвижек. Жила сложена массивным (центральная часть) и плитчатым (краевая часть крупных жил и маломощные жилы) кварцем.

К 4-му типу уверенно отнесена только Сафоновская жила (Иванов, 1948). Она расположена в восточном контакте Айдырлинского массива гранитоидов и

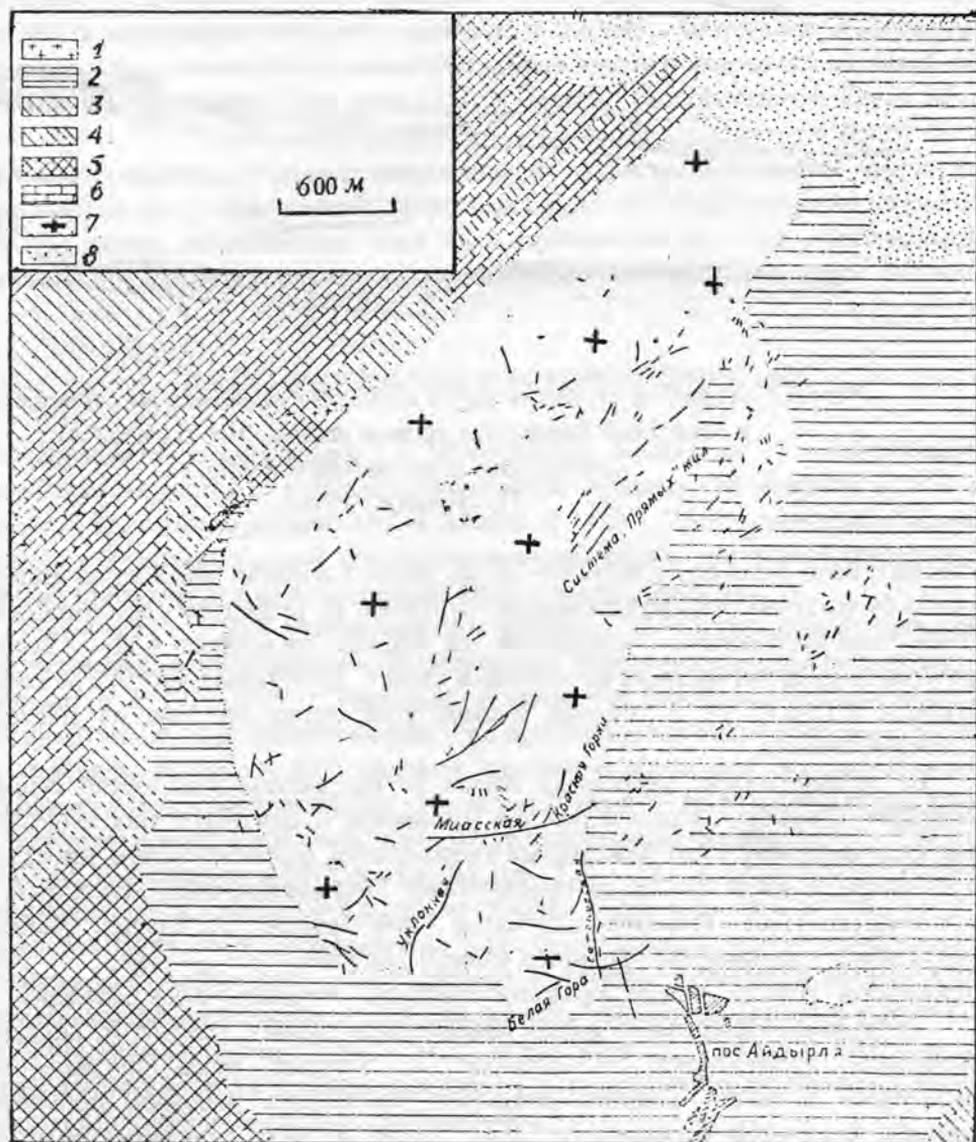


Рис.152. Продуктивные в разной степени на золото системы кварцевых жил Айдырлинского месторождения.

По (Иванов, 1948). Пояснения в тексте:

1 - габбро; 2 - порфириты и туфы андезитового и андезит-базальтового составов; 3 - песчаники и глишистые сланцы; 4 - углистые сланцы; 5 - серпентиниты антигоритовые; 6 - известняки; 7 - гранитоиды; 8 - рыхлые четвертичные образования

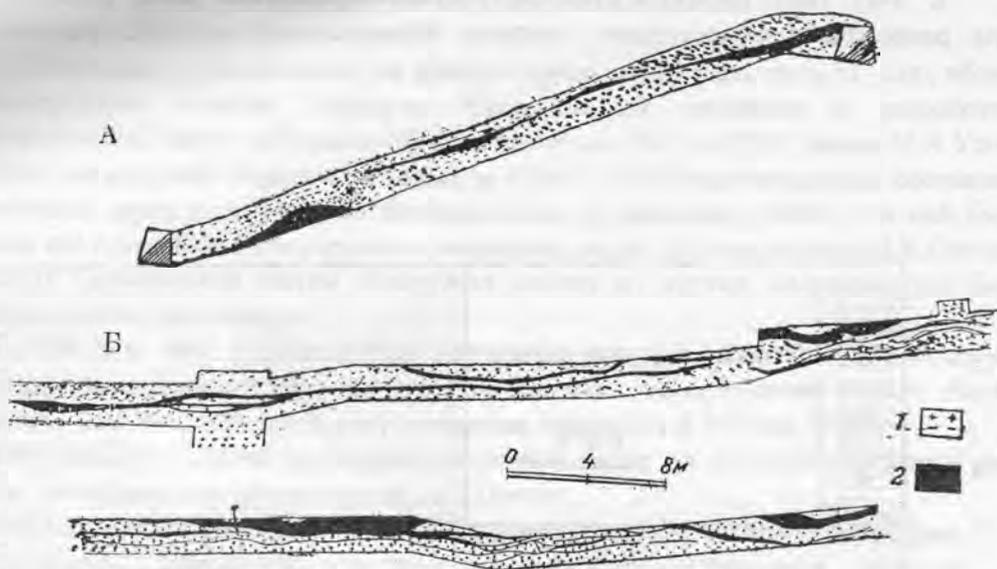


Рис. 153. Характер строения жил Уклонной (зарисовка восстающего) (А) и Миасской (зарисовка кровли штрека 5-го горизонта) Айдырлинского месторождения.
По (Иванов, 1948)

согласна с ним. Угол ее падения $65-75^\circ$ на запад. Северная часть жилы (длина 320 м, глубина 64 м) отработана до революции. В 1936-37 гг. старатели отработали окраинные целики эксплуатационных выработок до уровня грунтовых вод. Заместим, что буровыми выработками жила подсечена в 1936 г. на глубине 100 м, где ее мощность составила 0,15-0,63 м. В отвалах именно этой жилы впервые на месторождении установлен шеелит.

В айдырлинских кварцевых жилах (с кальцитом) количество сульфидов не превышает 2 мас.%. Сложение кварца массивное и плитчатое (последнее обычно в приконтактной зоне жил). Массивный кварц плотен, серовато-белого, иногда молочно-белого цвета. В краях сколов он просвечивает. Под микроскопом зернистый, контуры зерен неправильные. Трещины плитчатой отдельности в кварце располагаются параллельно зальбандам. Толщина плиток колеблется от 1-10 до 30 см. Под микроскопом "плитки" имеют зернистое сложение. Угасание зерен облачное.

Из рудных минералов в жилах преобладают пирит, галенит и сфалерит. Реже встречаются арсенопирит, халькопирит и блеклые руды. Рудные минералы фиксируются в виде цепочек, линзочек, тончайших жилочек, приуроченных к трещинам плитчатой отдельности, или реже в виде отдельных кристаллов и скоплений неправильной формы в участках массивного кварца. Места развития пятнистого кварца обычно наиболее минерализованы и золотоносны.

Формирование жил началось с отложения кремнезема. В это время развивались околорудные метасоматиты - березиты. Тогда же выделилось небольшое количество сульфидов и золота. Главный из сульфидов - арсенопирит, фиксируется в кварцевых жилах и боковых породах (метакристаллы). Кристаллы этого минерала, развитые в указанных породах, оторочиваются зернами кварца. В следующую стадию отложились сульфиды и золото. Они проявились только в тектонически активизированных (раздробленных) участках жил.

Рудные минералы кристаллизовались в последовательности: пирит, сфалерит, халькопирит, галенит. Характер взаимоотношения рудных минералов хорошо разобран у А.А.Иванова (1948), поэтому здесь укажем только две важные для понимания

особенностей формирования месторождения детали. Первая - в сфалерите отмечаются эмульсионные выделения халькопирита - свидетельство об относительно высокой (около 400 °С) температуре формирования руд и околорудных метасоматитов. Не случайно появление в кварцевых жилах шеелита. Вторая деталь - отмечен отчетливый парагенезис самородного золота с галенитом. Это указывает на относительно низкую температуру конца гидротермального процесса (точнее, рудной его стадии).

И, наконец, отметим высокую золотоносность рудных минералов месторождения, установленную А.А.Ивановым (1948). Перечисленные выше минералы содержат Au в количестве до сотен граммов в 1т. Из минералов наименьшими концентрациями Au отмечается сфалерит. Отмечено золото в кварце без видимой связи с сульфидами. Но последние, как показал А.А.Иванов, располагаются всегда вблизи него.

На месторождении в жилах разрывной и надвиговой природы могут быть выделены участки для старательской добычи (ресурсы в первые сотни килограммов). Для открытия новых золотоносных жил здесь перспектив нет. Но многочисленные жилы скалывания могут представлять интерес как высококачественное плавочное сырье.

ДЖЕТЫГАРИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ (50)

Месторождение расположено в Республике Казахстан (Кустанайская область), в 75 км на восток от г. Бреды Челябинской области. Оно открыто в 1914 г. С этого года по 1920 г. было добыто 350 кг золота. В 1922 - 23 гг. проводится разведка месторождения бурением. Однако по техническим причинам (отсутствие специалистов по алмазному бурению) эти работы к концу 1923 г. были свернуты.

В 1925-1929 гг. К.К.Матвеевым и особенно П.И.Кутюхиным проводится детальное изучение месторождения. В результате определились перспективные под разведку участки. В 1927-1929 гг. буровыми скважинами (пройдены под руководством П.И.Кутюхина) на глубине 60-80 м вскрыт ряд продуктивных кварцевых жил. В 1930 - 1932 гг. пройдены шахты № 4-7. Важным явилось установление на месторождении крутопадающих слепых жил (вскрыты капитальной шахтой № 6), которые послужили основой минерально-сырьевой базы при эксплуатационных работах 1932-1940 гг. В 1938 -1940 гг. содержание золота в руде на гор. 120 - 160 м резко упало. Началась вторая мировая война, стране нужно было золото, в связи с этим в 1941-42 гг. на месторождении были сконцентрированы усилия уральских корифеев-золотарей - П.И.Кутюхина, Д.С.Штейнберга, А.П.Ларченко. Глубоким горизонтам месторождения была дана положительная оценка, что подтвердилось проходкой капитальной шахты и буровых скважин до глубины 210-250 м. К концу 60-х гг. в связи с перемещением эксплуатационных работ на глубокие горизонты и уменьшением содержания золота в рудах Джетыгаринский рудник был ликвидирован.

В районе месторождения развиты позднесилурийские и девонские (установлено на основе фауны) вулканогенно-осадочные породы. Осадочные образования представлены углистыми сланцами, песчаниками, туфопесчаниками, филлитами, конгломератами и известняками. Перечисленные породы подвергнуты метаморфизму и складчатости этапа ранней коллизии.

Среди пород рудовмещающего комплекса (по материалам П.И.Кутюхина, 1948) выделяются три группы пород: *первую* представляют серпентинизированные гарцбургиты и дуниты, а также габбро; а *вторую* - гранитоиды (плагиограниты и кварцевые диориты) Джетыгаринского массива (на горе Джетыгара, а также вблизи пос. Мариинского получили развитие позднепалеозойские микроклиновые граниты); *третью* - породы дайкового комплекса: кварцевые диорит-порфириты, диабазовые порфириты. Наибольшее количество даек (кварцевые

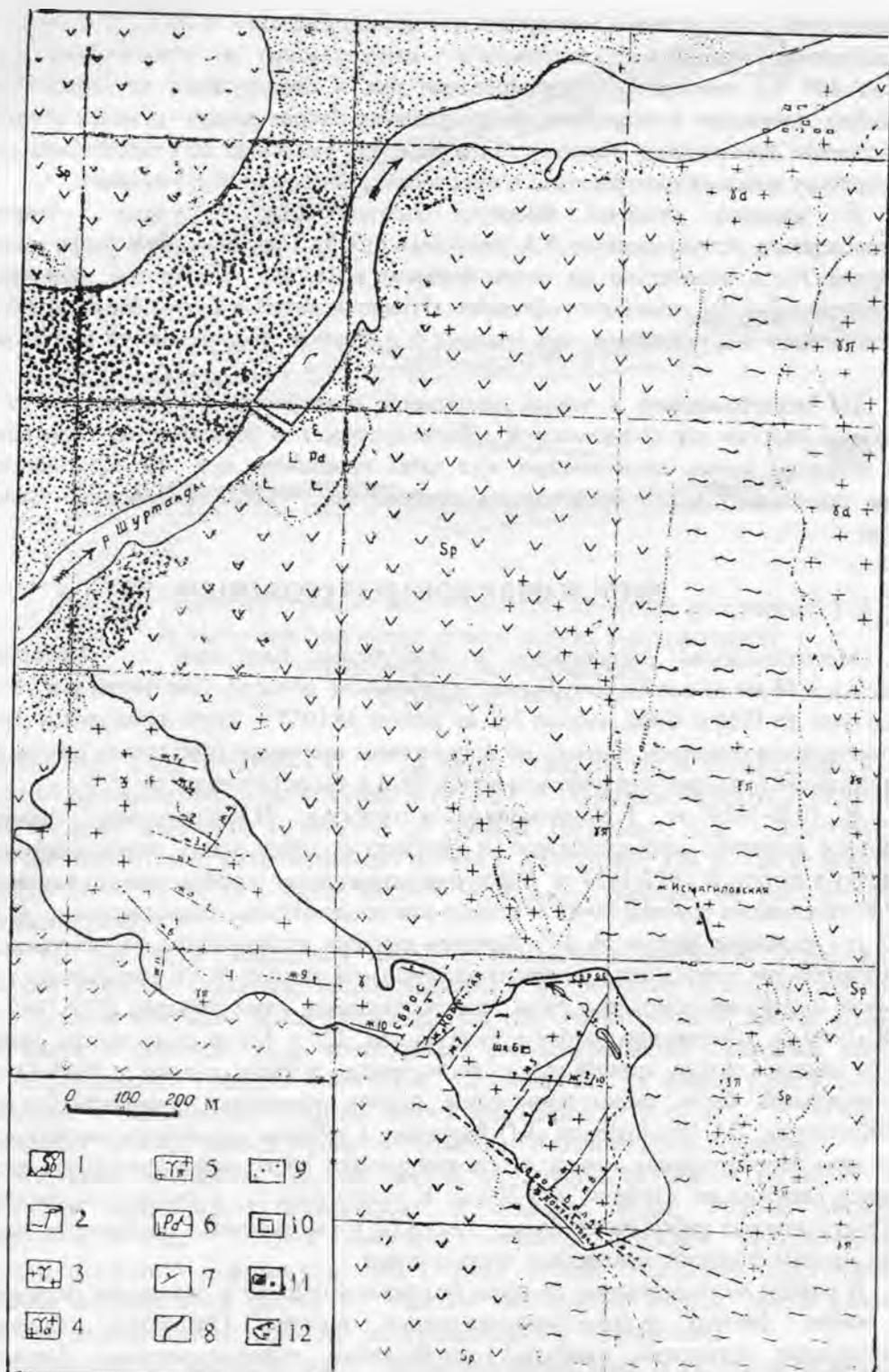


Рис.154. Схема геологического строения Джетыгаринского месторождения.

По (Кутюхин, 1948) с изменениями:

- 1 - серпентиниты; 2 - талькиты; 3 - плагиограниты; 4 - кварцевые диориты; 5 - плагиогранит - порфиры; 6 - гарцбургиты; 7 - кварцевые жилы, сопровождаемые ореолами березитизации и лиственитизации; 8 - контакт серпентинитов с плагиогранитами; 9 - прочие контакты; 10 - проявления молибденита (в северо-восточной части района); 11 - шахты и колонковые скважины; 12 - карьеры; густо расположенными точками вдоль русла реки показаны русловые отложения

диоритовые порфириды) сосредоточены в западной части выхода на поверхность серпентинитов (рис. 154).

Золотомышьяковое кварц-жильное оруденение месторождения приурочено к контакту милютинских гранитоидов с серпентинитами. На его 30 км протяжении выявлен ряд золотоносных участков: Тургай, Зиганша, Валиахмет, Джетыгара, Бузгул, Поповские жилы и др. Однако наиболее интересное золотое оруденение связано с Джетыгаринским массивом гранитоидов, который от Милютинского массива такого же состава отделяется узкой полосой серпентинитов. По мнению П.И.Кутюхина, эти массивы на глубоких горизонтах представляют собой единое тело. Джетыгаринский массив имеет северо-западное простирание, его длина 1,8 км, ширина выхода на поверхность 50-250 м (см. рис. 154).

Серпентиниты (хризотил-антигоритовые) месторождения в тектонически ослабленных зонах изменены: по ним развиты тальк-карбонатные породы, листвениты, а также актинолитовые, хлорит-актинолитовые метасоматиты и родингиты (гранат-везувианового состава). Указанные образования являются типовыми для золоторудных месторождений, сопряженных с тоналит-гранодиоритовой формацией. Отметим характерную деталь: перечисленные метасоматиты развиты в контактах даек преимущественно средне-основного состава.

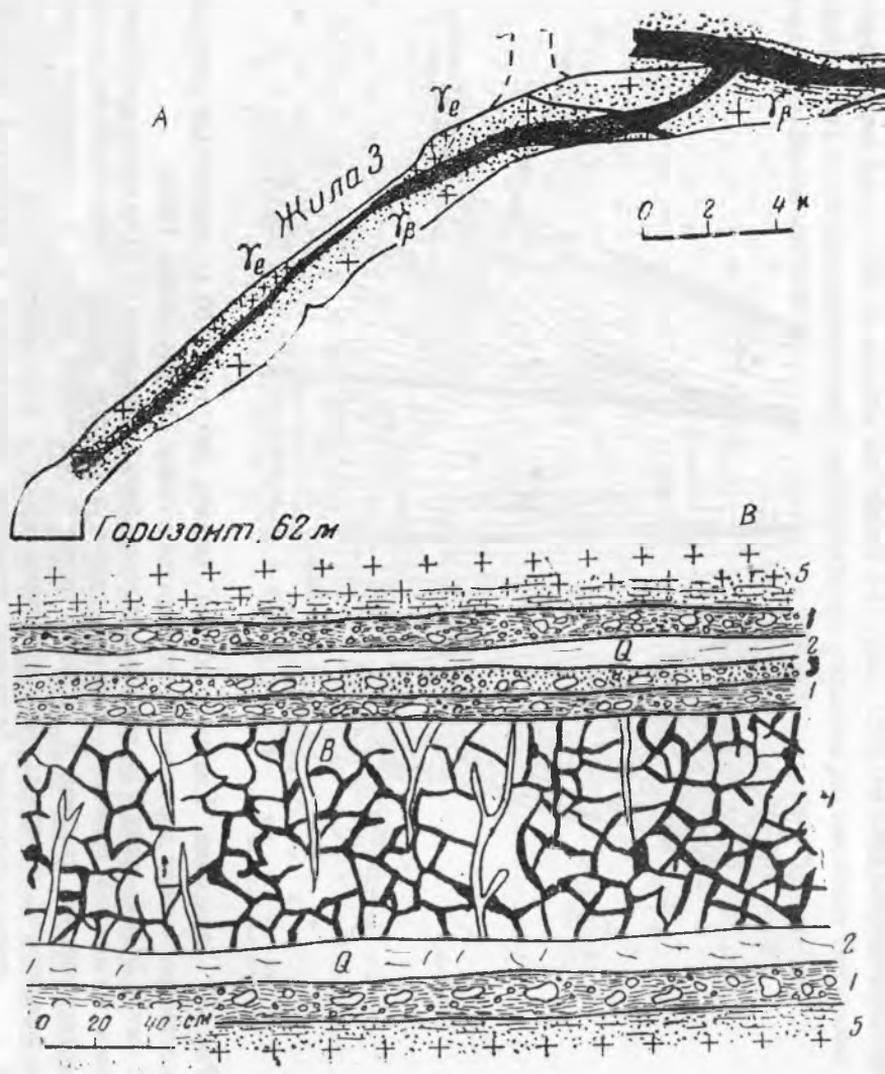
Существенная часть джетыгаринских гранитоидов представлена адамеллитами или гранодиоритами. Граниты центральной части массива порфирированные. Многочисленные дайки массива Д.С.Штейнбергом (1941) объединены в 3 группы: 1-я - гранит-порфиры и диорит-порфиры; 2-я - лампрофиры; 3-я - послерудные лампрофиры (авгитовые керсантиты). Количество даек и их размеры уменьшаются в направлении от 1-й группы к 3-й.

Джетыгаринский гранитоидный массив с глубиной расширяется во всех направлениях. Массив контролируется двумя разломами - северо-западного и меридионального простирания. Этим обусловлена куполообразная структура его центральной части, где сконцентрирована большая часть продуктивных кварцевых жил. П.И.Кутюхиным установлено, что контактовая поверхность тела гранитоидов является крайней верхней границей распространения всех крутопадающих кварцевых жил. Это хорошо видно на разрезе вкрест их простирания (рис. 155). В участках этой структуры выявлен ряд пологопадающих (пологозалегающих), высокопродуктивных кварцевых жил.

Контакты массива гранитоидов повсеместно тектонические. Они зафиксированы милонитами и брекчиями. Характер тектоники в пределах джетыгаринских гранитоидов изучен П.И.Кутюхиным. Им выделено 5 групп разломов (табл. 45).

Как уже отмечено выше, на месторождении развиты полого- и крутопадающие золоторудные жилы. Все кварцевые жилы имеют линзовидную и плитообразную форму. Представление о характере залегания круто-пологозалегающих жил и их сочленения дает рис. 155. Отметим, что в местах причленения крутопадающих жил к пологопадающим везде фиксируются брекчированные, перетертые породы. С приближением к серпентинитам кварцевые жилы становятся менее мощными, часто расщепляются. В кварцевых жилах интенсивно проявлено брекчирование, развитие субпараллельных трещин (разлистование). Рис. 156 иллюстрирует исключительно сложное строение кварцевых жил Джетыгаринского месторождения. Здесь и сложное сочленение пологопадающих жил с крутопадающими, зоны смятия и дробления пород в контактах жил, реликты и "провесы" боковых пород в жилах, появление лестничных кварцевых жилок и др.

Интересно, что золотооруденение развито в кварцевых жилах, залегающих в клиновидном блоке, обращенном острым углом на юго-запад.



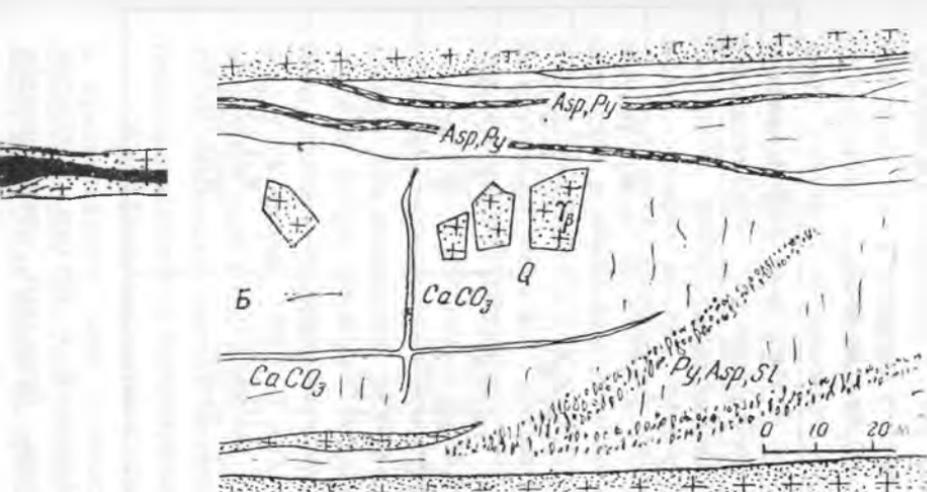


Рис. 156. Фрагменты погоризонтных планов (А) и специальные зарисовки (Б,В), иллюстрирующие характер сочленения круто- и пологопадающих жил в горизонтальной плоскости и исключительно сложный текстурно-структурный характер и состав жильного выполнения. По (Кутюхин, 1948), с некоторыми изменениями:

А- сочленение крутопадающей кварцевой жилы № 3 с пологопадающей жилой (гор. 62 м): Y_e - плагиограниты; Y_p - кварцевые диориты; черное - кварцевые жилы с ореолами околожильных изменений (точки).

Б - строение жилы №3 (см. А) на гор. 160 м: черное сверху - прожилки мелкозернистых сульфидов; внизу - две клиновидно расходящиеся цепочки сульфидов (Py - пирит, Asp - арсенопирит, Sl - сфалерит), выполняющих промежутки между кристаллами гребенчатого кварца, белое в центре - кварц (Q) с обломками березитизированных плагиогранитов; $CaCO_3$ - пострудный прожилок кальцита.

В - строение пологопадающей жилы №14 на гор. 82 м: 1 - глина трения с обломками рудного кварца и боковых пород; 2 - кварц-кальцитовые жилы (Q) безрудные; 3 - кремнистая брекчия; 4 - сильно катаклазированная рудная жила (черное - сульфиды, белое - кварц); 5 - березитизированный сланцеватый плагиогранит

Типы дизъюнктивных структур, выявленных в пределах
Джетыгаринского месторождения. По (Кутюхин, 1948)

Типы разломов	Состав выполнений	Элементы	Залегания
		простираение	Угол падения
Домагматические	Плагиограниты	1. Меридиональные, 2. 110°	- -
Интермагматические	Гранитоид-порфиры	110°	ЮЗ 45-65°
То же	Дорудные лампрофиры	180-200°	СЗ 30-50°
Главные рудные разломы	Кварцевые рудные жилы	1. 270-290° 2. 190-220°	СВ 10-40° СЗ 35-65°
Пострудные разломы	Лампрофиры, секущие рудные жилы	110°	90°
Безрудные трещины, смещения, зоны смятия	Безрудные кварц-кальцитовые жилы, брекчии, глинка трения	1. 110-130° 2. 30-40°	ЮЗ 45-70° ЮВ 70-75°

Блок ограничивается тремя безрудными разломами и крутым контактом восточной части массива гранитоидов. Строение безрудных дизъюнктивов иллюстрируется рис. 157.

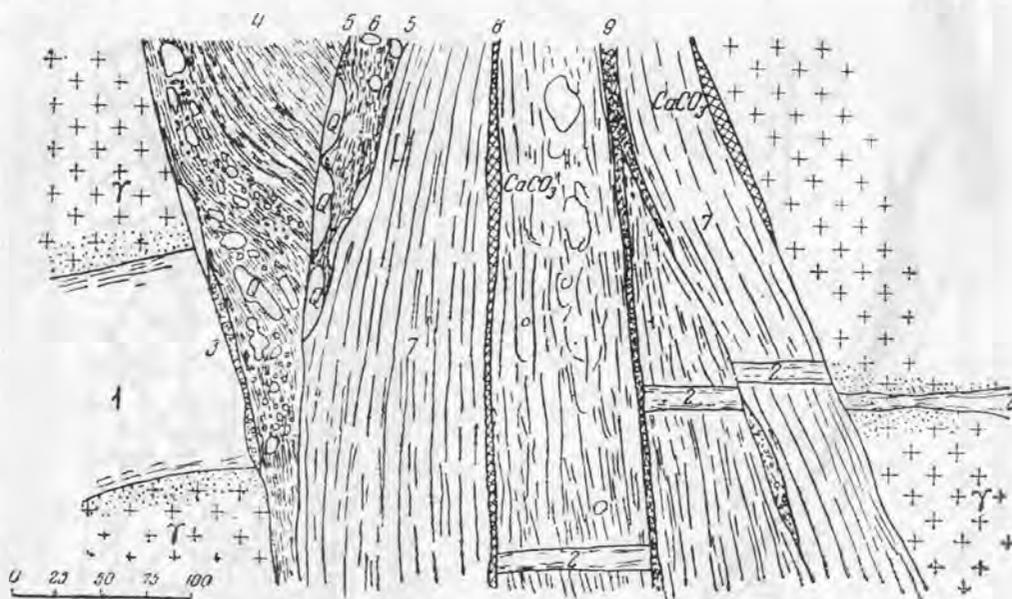


Рис. 157. Зарисовка "Главного сброса" (шахта №6, гор. 120 м, восточный кваршлаг), иллюстрирующая дорудный возраст дизъюнктива. По (Кутюхин, 1948):

1 - жила 2/10; 2 - жила 2/10, разорванная пострудными трещинами (8, 9) на отдельные блоки; 3 - зона кремнистой брекчии - обломки кварца и боковой породы сцементированы поздним мелкозернистым кварцем; 4 - глинка трения с обломками кварца; 5 - сбросовая глина с сульфидами; 6 - сбросовая глина с обломками кварца; 7 - рассланцованный плагиогранит; 8 - 9 - кварц-кальцитовые безрудные прожилки, приуроченные к плоскостям позднейших нарушений

По П.И.Кутюхину (1948), безрудные разломы развились по трещинам сколового характера. При формировании продуктивных кварцевых жил эти разломы, развившись по трещинам скола, находились в условиях сжатия, что обусловило их “безрудность”, давая возможности проникать гидротермам. Продуктивные жилы образовались по трещинам разрыва. Отличительная черта этих жил - наличие “остаточных” хрусталеносных полостей. Наиболее крупной и длительное время считавшейся безрудной, является жила “Белая”. Отдельные штучные и даже валовые пробы молочно-белого кварца, взятые из развалов и из глубоких траншей, не давали положительных результатов, а отсутствие здесь главных положительных признаков, присущих золотомышьяковым жилам Джетыгаринского месторождения (серый кварц, обилие сульфидов и др.), создавали уверенность в полной ее неблагонадежности. При эксплуатации верхних горизонтов месторождения выработки по Белой жиле обыкновенно не проходились.

В 1943 г. впервые в жиле Белой выявлено богатое кустовое золото. Оно было обнаружено старателями при отработке целиков, оставшихся на жиле Контактной, являющейся смещенной частью по разлому, выполненному Белой жилой, одной из крупных пологопадающих кварц-сульфидных жил. При этом несколько выработок было пройдено по Белой жиле, где с небольшого участка добыто свыше 80 кг чистого золота. (Кутюхин, 1959). В 1945 г. разведочной дудкой 770а на этой же площади обнаружен новый обогащенный кустовым золотом участок, на котором добыто более 45 кг химически чистого металла. В том же году на жиле Белой были начаты геологоразведочные и эксплуатационные работы.

Жила Белая находится в юго-восточной части Джетыгаринского месторождения, в приконтактной зоне рудоносного гранитоидного массива с оталькованными серпентинитами. Здесь она приурочена к мощной зоне смятия, именуемой “Сместитель Белая жила”. Как видно на приведенном схематическом плане юго-восточной части месторождения (рис. 158) и разрезе по линии I-II (рис. 159), юго-восточные крылья продуктивных пологопадающих жил месторождения смещены по висячему боку зоны смятия жилы Белой на 30-35 м.

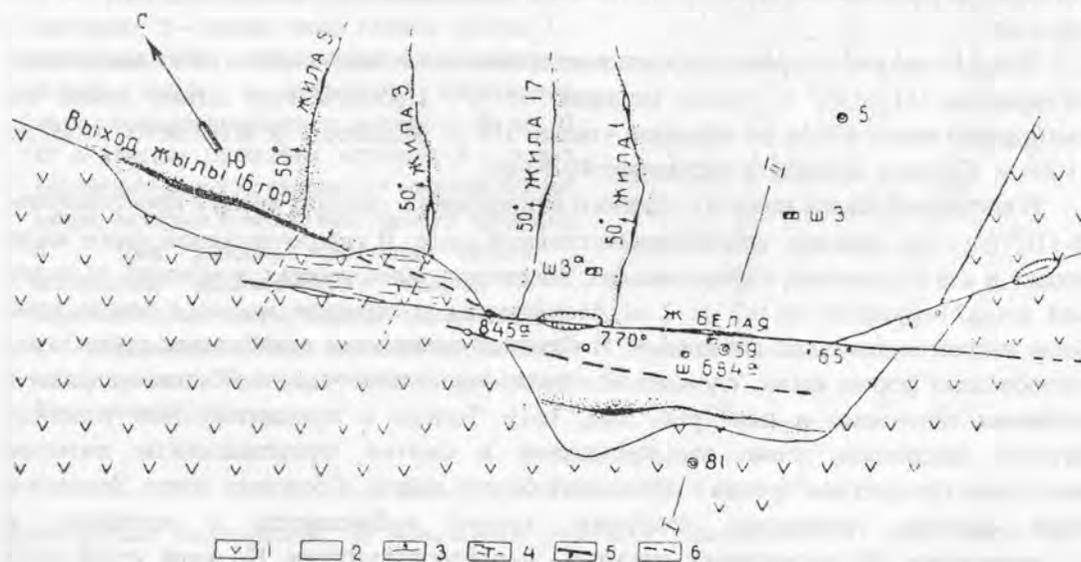


Рис.158. Схематический план юго-восточного участка Джетыгаринского месторождения. По (Кутюхин, 1958):

1 - оталькованный серпентинит; 2 - плагиогранит; 3 - кварцевые жилы с березитовыми оторочками; 4 - рассланцевание; 5 - Белая жила; 6 - линия скрепления жилы Контактной 3-й с висячим крылом жилы Белой (место обогащения жилы Белой самородным золотом)

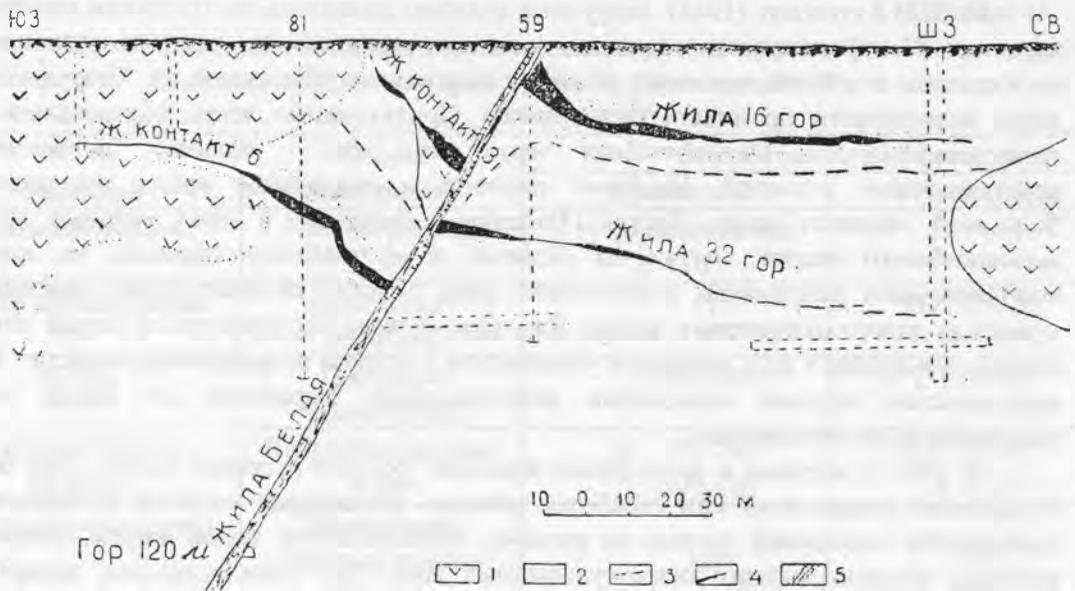


Рис. 159. Геологический разрез Джетыгаринского месторождения по линии I-II.
По (Кутюхин, 1959):

1 - оталькованный серпентинит; 2 - плагиогранит, каолинизированный в верхних горизонтах; 3 - линия, показывающая глубину максимальной каолинизации гранитоидов; 4 - кварц-сульфидные золотоносные жилы месторождения с мощными оторочками березитов; 5 - Белая жила

Жила Контактная 3-я является смещенным крылом жилы 16-го горизонта, а Контактная 6-я - смещенным крылом жилы 32-го горизонта. Известные на месторождении золото-мышьяковые крутопадающие жилы (1, 3, 5 и др.), обычно не выходящие на поверхность и обладающие юго-западным простиранием, также смещаются Белой жилой. Смещенные крылья этих жил, однако, имеют небольшие размеры, так как экранируются здесь контактовой поверхностью оталькованных змеевиков, за пределы которой продуктивные жилы Джетыгаринского месторождения не выходят.

Жила Белая характеризуется идеально правильным залеганием с юго - восточным простиранием $110-135^\circ$ и углом падения $65-70^\circ$. Прослеженная длина жилы по простиранию около 450 м, по падению - около 100 м. Мощность ее колеблется от 10 до 80-100 см. Средняя мощность составляет 40-50 см.

В восточной части жилы от главного направления отходит ветвь с простиранием $100-110^\circ$ и углом падения, аналогичным главной жиле. В северо-западной части жила исчезает в оталькованных серпентинитах. Мощность зоны смятия, в которой залегает Белая жила, варьирует от 0,2 до 2 м. Морфология и строение жилы, а также зоны смятия являются довольно сложными. В верхних горизонтах преобладает правильная плитообразная форма жилы, сложенной гигантозернистым, молочно-белым кварцем с друзовыми полостями в нем (рис. 160, 161). Только в приконтактных участках отчетливо выражены зонки расщепления и смятия, представленные вязкими глинистыми продуктами трения с обломками белого кварца и боковых пород. Зеленая и темная окраска глинистых продуктов трения наблюдается в контактах с оталькованными серпентинитами, светлая - с плагиогранитами. По мере углубления отмечается усиление деформации кварца Белой жилы с образованием крупных и мелких обломков в рыхлых глинистых продуктах. Здесь часто встречаются так называемые "твердые брекчии" (Кутюхин, 1959), обломки которых округлой или линзовидной формы представлены белым или серым кварцем и березитами; цемент -

Рис.160. Строение жилы Белой.

Дудка 845, гор.25 м.

По (Кутюхин, 1959):

1 - оталькованный серпен-тинит; 2 - каолинизиро-ванный плаггиогранит; 3 - глинка трения с полосками растертого до песка кварца; 4 - зоны, представленные глиной трения с обломками белого кварца; 5 - белый гигантозернистый кварц, местами с друзовыми полостями

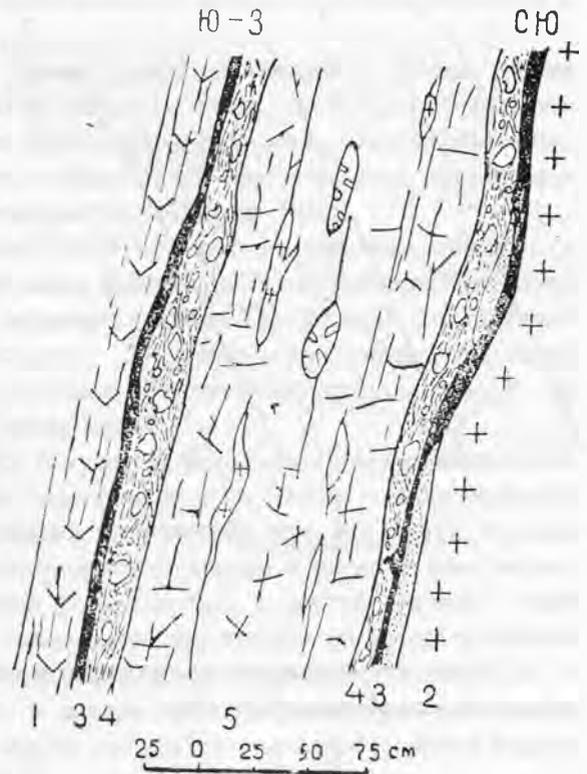
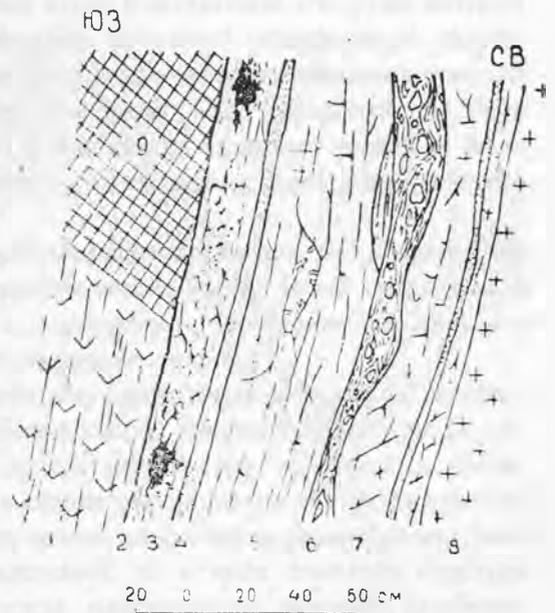


Рис. 161. Строение Белой жилы на участке встречи ее в висячем боку с жилой Контактной 3-й, содержащей крупные скопления гнездового самородного золота.

Дудка 770а, гор.15 м. По (Кутюхин, 1959):

1 - рассланцованный оталькованный серпентинит; 2 - тонкая зонка глинки трения; 3 - трещиноватый гигантозернистый, молочно-белый кварц с крупными гнездовыми выделениями самородного золота, от 50 до 70 кг в каждом (показаны черным); 4 - зонка растертого до песка кварца; 5 - молочно-белый кварц, местами с полостями горного хрусталя; 6 - зона рыхлых продуктов трения с обломками молочно-белого кварца; 7 - молочно-белый кварц, сильно трещиноватый; 8 - каолинизированный (аргиллизированный) плаггиогранит; 9 - отработка по жиле Контактной 3-й



кремнистым материалом. В некоторых участках тектонической зоны жила Белая полностью отсутствует (см. рис. 162). Здесь в рыхлых глинистых продуктах тектонического дробления можно видеть только округлые обломки белого или серого с сульфидами кварца, оторванные от кварц-сульфидных жил и перемещенные в плоскости сместителя на то или иное расстояние. Размеры этих "блоков" достигают 10-15 м по простиранию и 3-5 м по падению тектонической зоны.

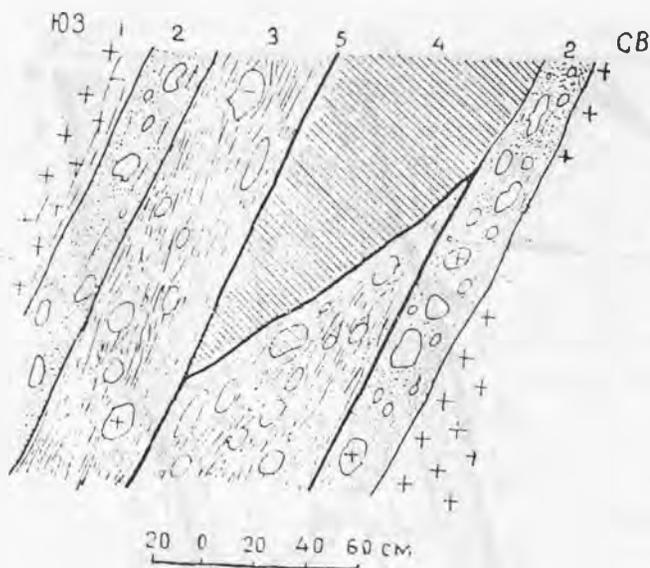


Рис. 162. Строение зоны смятия жилы Белой на гор. 60 м.

По (Кутюхин, 1959):

1 - плагиогранит; 2 - твердая брекчия, в кремнистом цементе обломки округлой и линзовидной форм кварца, березита; 3 - зоны рыхлых глинистых продуктов трения с обломками молочно-белого и серого рудного кварца; 4 - крупный линзовидной формы "блок" серого рудного кварца, минерализованного пиритом, арсенопиритом, галенитом, сфалеритом; 5 - зеленовато-бурая глина трения

Общее представление о строении жилы Белой в тектонической зоне дано на схематическом разрезе (рис. 163).

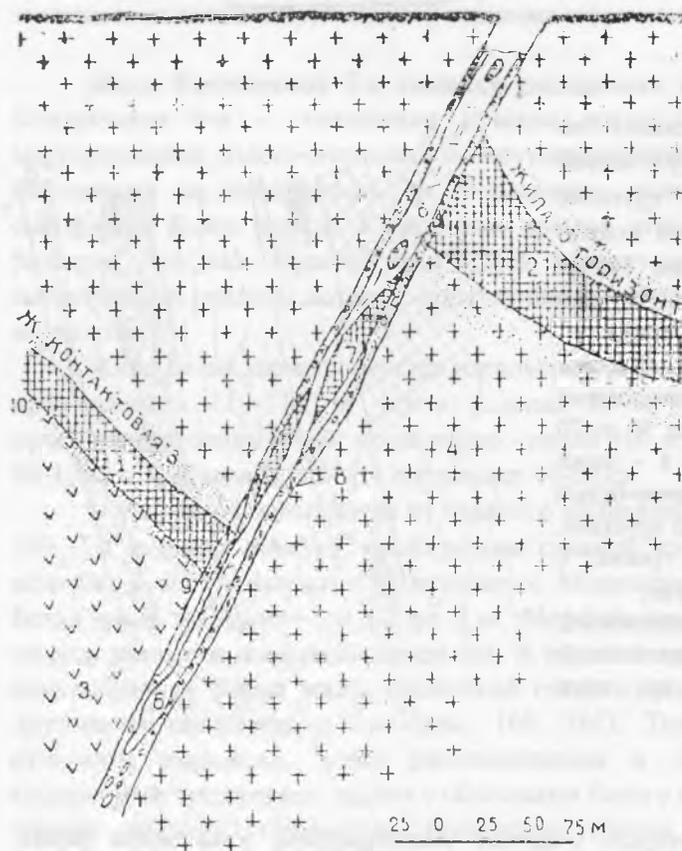


Рис. 163. Схема строения зоны смятия жилы Белой на интервале между жилой 16-го горизонта и жилой Контактной 3-й, являющейся смещенной частью первой. По (Кутюхин, 1959):

1 - жила Контактная; 2 - жила "16-го горизонта"; 3 - оталькованный серпентинит; 4 - каолинизированный плагио-гранит; 5 - березит; 6 - Белая жила; 7 - крупные плоские "блоки" в рыхлом глинистом материале, оторванные от кварц-сульфидной жилы; 8 - глинистые или кремнистые продукты смятия с обломками березита, кварца жилы Белой и серого с окисленными сульфидами кварца рудных жил; 9 - зона трещиноватого кварца жилы Белой с крупными выделениями видимого золота. звездочками показаны участки с гнездовым золотом; 10 - листвениты

Вмещающими породами для жилы являются оталькованные серпентиниты, местами типичные талькиты и плагиограниты. Явлений гидротермального изменения пород, вмещающих Белую жилу, не наблюдается. Отмеченные на отдельных участках вблизи жилы березитизация гранитоидов и лиственитизация серпентинитов не связаны с процессами формирования этой жилы, а обусловлены, по-видимому, нахождением

вблизи золотомышьяковых жил, всегда сопровождаемых мощными зонами березитов и лиственитов.

Из рудных минералов в кварце жилы Белой отмечались весьма редкие вкрапления пирита и халькопирита. Таким образом, жила по существу является "безрудной" кварцевой, отличающейся по своей природе от жил золотомышьяковых Джетыгаринского месторождения. По нашему мнению, это типичная жила выполнения хрусталеносных месторождений, широко распространенных на Урале.

Самородное кустовое золото в жиле Белой приурочено, главным образом, к висячему боку, месту присоединения к ней жилы Контактной 3-й, имеющей довольно крутое обратное к жиле падение. Линия скрещения жилы Контактной 3-й с жилой Белой показана на схематическом плане (см. рис. 158) жирным пунктиром. Эта линия одновременно характеризует и положение в плане обогащенного золотом участка, не совпадающего полностью с простираемением жилы Белой.

Самородное кустовое золото в висячем боку жилы Белой обыкновенно выделяется в трещиноватом или грубобрекчированном кварце во многих точках по простираению. Как видно на структурной зарисовке одного из участков (см. рис. 161), богатое кустовое золото приурочено к полоске трещиноватого кварца в висячем боку жилы, ограниченной с одной стороны контактовой поверхностью, с другой - тонкой зоной растертого до песка кварца. Здесь было установлено два гнезда, из которых добыто более 45 кг золота. Размер включений самородного золота в них достигал 1-2 см. В интервале между этими гнездами золота, в центре полоски трещиноватого кварца, постоянно наблюдалось видимое золото в форме тонких (до 1 мм) причудливой формы прожилков, в виде нитей по трещинам, отдельных неправильных комковатых включений и т.д. Подобные гнезда самородного золота, сопровождаемые ореолами тонковкрапленного видимого золота, встречались во многих участках жилы Белой, но преимущественно в местах присоединения к ней жилы Контактной 3-й, руды которой почти нацело окислены и отличаются довольно большим содержанием золота. Повышенное содержание золота в жиле Белой было и на участках скрещения с жилой Контактной 6-й, являющейся смещенным крылом жилы 32-го горизонта, но здесь богатых гнезд золота уже не было обнаружено. Гнездового и видимого золота не было выявлено и в других зонах сочленения лежащего крыла жилы с пологозалегающими кварцево-сульфидными жилами.

Таким образом, разведочно-эксплуатационные работы показали, что локализация гнездового и видимого золота обусловлена экранированием жилой Белой гидротерм, в которых в этот момент золото находилось в растворенном состоянии, за счет его ремобилизации из ранее образованных кварц-сульфидных жил.

Как выяснилось при исследовании золота непосредственно в забоях и штупах, значительная часть его находится в молочно-белом кварце висячего бока жилы Белой. Размеры включений золота варьируют от долей миллиметра до 1 см и более. Обыкновенно самородное золото приурочено в кварце к трещинам или к различным по размерам друзовым полостям. Характер этого золота необычайно разнообразен: то в виде неправильной комковидной формы выделений, то в виде сложных сростков кристаллического строения, обладающих иногда пластинчатой формой. Особенно причудливой формой обладают грубопластинчатые или ветвистые кристаллические сростки его с отчетливо выраженными октаэдрическими формами кристаллов, выросших в друзовых полостях на гранях кристаллов кварца. Наличие в гнездовом выполнении скопления буроватой или зеленоватой глины, прозрачных кристаллов кварца свидетельствует о золотоотложении в стадию хрусталеобразования, сопровождаемую метасоматитами аргиллизитовой формации. Самородное золото неоднократно обнаруживалось в крупных пластинчатой формы выделениях среди белой, зеленоватой или бурой глины (Кутюхин, 1959).

Аналогичные скопления самородного золота совместно с прозрачными кристаллами кварца в полостях встречались на Березовском, Кочкарском месторождениях, описаны на хрусталеносных месторождениях Приполярного Урала. В одном полированном шлифе из образца, взятого с глубины 38 м Джетыгаринского месторождения (дудка 884), внутри сплошных выделений золота обнаружены редкие мелкие включения галенита. Золото цементирует и частично разъедает кристаллы кварца (рис.164).

Самородное золото жилы Белой характеризуется густо-желтой окраской и имеет пробу 850. Золото первичное кварц-сульфидных жил Джетыгаринского месторождения имеет бледно-желтую окраску, а его проба варьирует от 720 до 750.

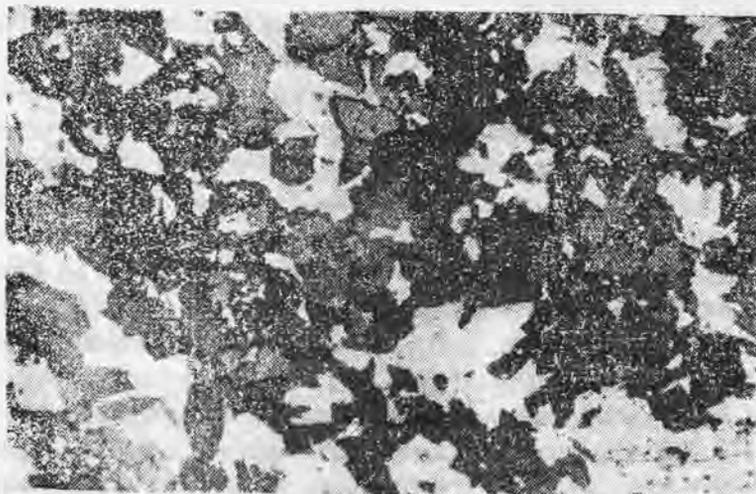


Рис. 164. Золото (белое) цементирует и частично разъедает кристаллы кварца (серое). Увел.20. По (Кутюхин.1959)

Историю формирования жилы Белой и локализацию в ней самородного золота можно представить в следующем виде: 1) становление гранитоидов тоналит-гранодиоритовой формации, связанных с ранней коллизией, сопровождалось образованием золотоносных кварц-сульфидных жил; 2) поздняя коллизия сопровождалась заложением крупных тектонических нарушений, которые нередко выполнялись “безрудными” кварцевыми жилами, широко распространенными на хрусталеносных месторождениях. К таким жилам относится и Белая жила. Наложение процессов аргиллизации на эту жилу привело к образованию небольших хрусталеносных гнезд и гнездообразных выделений золота. При этом наиболее благоприятной зоной оказалось висячее крыло жилы с секущими ранними кварц-сульфидными жилами, служащими, по-видимому, источником для переотложенного золота.

Первичные руды Джетыгаринского месторождения полиминеральные. Из них извлекались золото, серебро, мышьяк. По данным П.И.Кутюхина, они (руды) содержат также в промышленных количествах свинец. С 1942 г. в рудах стал фиксироваться молибденит. В этом же году в 1,5 км к северо-востоку от шх. Капитальной открыто молибденовое месторождение штокерского типа (см. рис. 154).

В кварцевых жилах установлено несколько разновидностей кварца (по форме, окраске, текстурно-структурным особенностям, времени проявления и т.д.): брейнерит, кальцит, серицит, а также такие важные рудные минералы, как пирит, арсенопирит, сфалерит, галенит, халькопирит, пирротин, молибденит, блеклые руды, самородное золото (перечислены в порядке уменьшения количества).

Золото тесно связано с сульфидами, в которых отмечаются тонкие его прожилки, а также обычно мельчайшие дисперсионные включения. Бессульфидные жилы, как правило, не золотосны.

В формировании продуктивных кварцевых жил выделено 6 стадий (табл. 46). Выделение главной массы сульфидов и связанного с ними золота, а также небольшого количества кварца произошло на матрице раннего кварца.

Таблица 46

Диаграмма последовательности формирования золотомышьяковых кварцевых жил. По (Кутюхин, 1948)

Минералы	1	2	3	4	5	6
Кварц-I	=====					
Брейнерит	==					
Кварц-II		=====				
Пирротин		=				
Пирит-I	=	==				
Пирит-II			=====			
Арсенопирит-I			=====			
Кварц-III			==			
Сфалерит-I			=====			
Халькопирит-I			=====			
Молибденит			-			
Галенит			=====			
Золото			■			
Пирит-III				=====		
Арсенопирит-III				=====		
Кварц-IV				=====		
Сфалерит-II				=====		
Халькопирит-II				=====		
Золото				■		
Кварц-V				=====		
Кварц-VI					=====	
Кальцит					=====	
Пирит-IV					=====	
Халькопирит-III					=====	
Лимонит						=====
Скородит						=====
Ковелин						=====
Малахит						=====
Церусит						=====
Золото						■

Примечание. Стадии (1-6) отделяются тектоническими подвижками, дроблением, растрескиванием материала предыдущих стадий:

1 - "масляного" кварца; 2 - молочно-белого кварца; 3 - главной массы сульфидов и золота; 4 - тонкозернистых сульфидов и аномального кварца; 5 - полумолочного кварца и кальцита; 6 - экзогенной.

Гранитоиды, вмещающие джетыгаринские кварцевые жилы, повсеместно березитизированы. Березиты стандартные, легко узнаваемые, сравнимы с березитами Айдырлинских, Ленинских рудников, особенно Кошечевскими и др. Березитизированные породы зональны, мощность метасоматических колонок не превышает 1 м. Мощность зон колонок возрастает в направлении от жилы. Последовательность замещения минералов при березитизации гранитоидов та же, что на Березовском месторождении.

Зафиксированы только минерализованные (пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит, пирротин) березиты и листовениты (последние развиты по серпентинитам и являются полным аналогом таковых Благодатных рудников и Березовского рудного поля.

Джетыгаринские тальк-карбонатные породы являются разновозрастными: ранние сланцеватые и имеют площадное распространение, а поздние - тесно сопряжены с кварцевыми жилами, обычно имеют массивное строение.

Вряд ли сегодня можно экономически выгодно эксплуатировать глубокие горизонты Джетыгаринского месторождения. Но оно заслуживает пристального внимания как объект для подземного выщелачивания золота методом хлоринации.

СОПРЯЖЕННОЕ ЗОЛОТОРУДНОЕ И КВАРЦ-ЖИЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Традиционно такие золоторудные месторождения, как Кочкарское, Березовское, Айдырлинское, Варшавское и другие, рассматривались только как золоторудные, реже как мышьяковые, и никогда они не анализировались, и не осуществлялся прогноз на жильный кварц и горный хрусталь как сырье на плавку, шихты на синтез искусственного кварца, как камнесамоцветное и коллекционное сырье. Хотя последнее стихийно «отрабатывалось» и «отрабатывается» геологами и проходчиками с пополнением частных коллекций, коммерческих магазинов и малых предприятий и значительно реже - коллекций музеев или официального производства.

Проведенные работы по оценке кварцевых жил с этих месторождений силами подразделений бывшего ПО «Уралкварцсамоцветы» подтвердили точку зрения авторов на пригодность этих кварцевых жил для стекольной промышленности. Почему авторов, а не сотрудников «Уралкварцсамоцветов»? Потому что проведенные работы и их исполнители даже не подозревали, что они работают на золоторудных полях, не анализировали имеющиеся материалы и продолжают эту «традицию» и в настоящее время, работая, в частности, в районе Кумакского или Айдырлинского золоторудных полей, как в обычных кварц-жильных. Исследователи группы ВНИИСИМСа под руководством Ю.Н.Ануфриева на Кочкарском золоторудном поле заведомо считали рудные жилы не пригодными для использования в стекольной промышленности, а хрусталеобразование на этом месторождении как что-то из ряда вон выходящее.

В связи с этим сопоставление рудных кварцевых жил и жил хрусталеносного Светлинского месторождения производили без предварительного обогащения рудных кварцевых жил, в пробы брались кварцевые жилы из рудных интервалов, что привело к заведомо отрицательному результату (табл. 47). Так, в этих пробах на 2-3 порядка увеличено содержание кальция, магния и, частично, железа, что связано с наличием в пробе карбонатов (доломита, анкерита). Увеличенное количество марганца и железа связано с их окисными формами в условиях гипергенеза, которые также отделяются при обогащении. Высокое содержание щелочей и повышенное количество алюминия свидетельствуют о наличии механических примесей слюд или полевых шпатов, которые могут быть извлечены при глубоком обогащении проб. Сравнение проб Кочкарского рудного поля, взятых из рудных интервалов (Ануфриев, Ступаков.1973), с

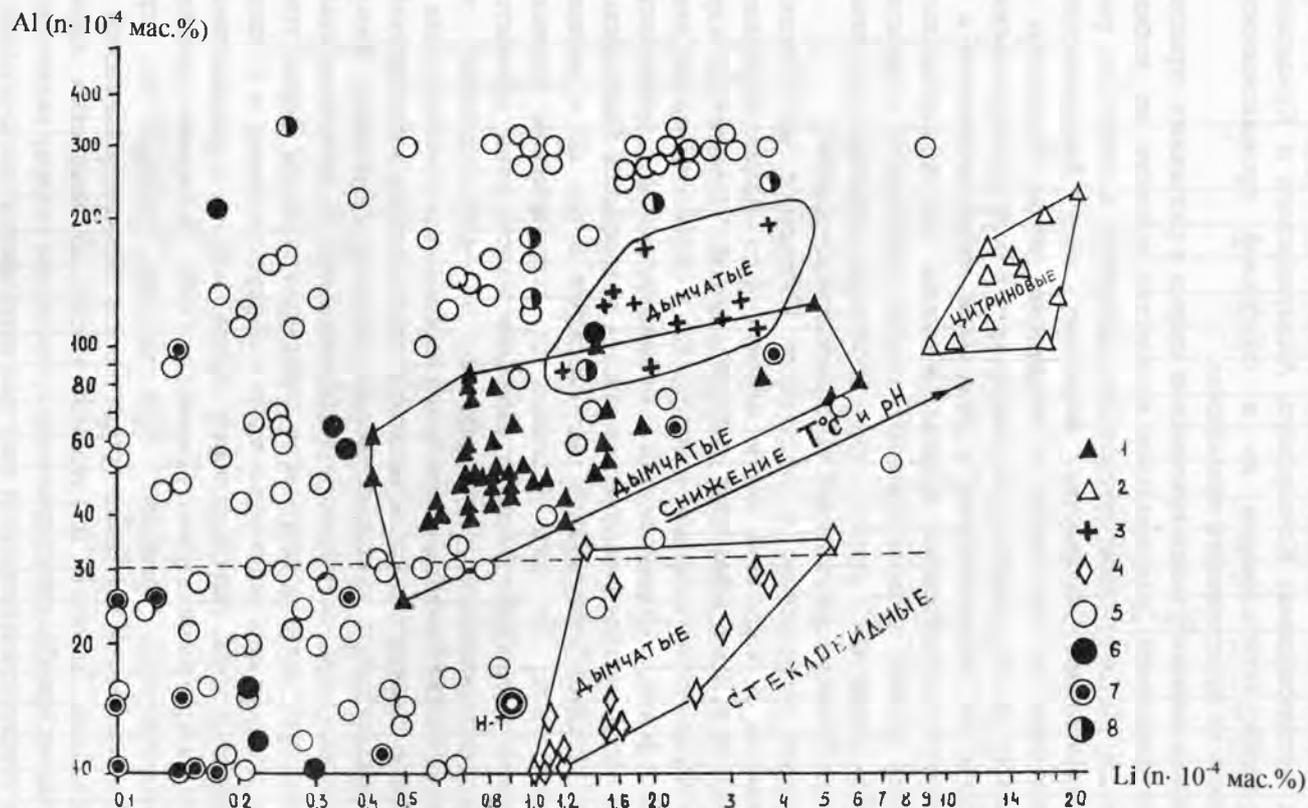


Рис. 165. Соотношение содержаний алюминия ($n \times 10^{-4}\%$) и лития ($n \times 10^{-4}\%$) в кварце золоторудных и хрусталеносных кварц-жильных месторождений:

1-4 – кристаллы хрусталеносных месторождений: Приполярного Урала (1,2), дымчатые (1), цитриновые (2); Южного Урала (3,4), Астафьевского, дымчатые (3) и Светлинского, дымчатые (4); 5-8 – жильный кварц различных месторождений: Айдырлинского золоторудного (5), единичные авторские анализы кварца золоторудных месторождений Среднего Урала (6), Кумакского золоторудного (7), Кочкарского золоторудного (8); Н-Т – особо чистый жильный кварц Ново-Троицкого месторождения

пробами из аналогичных жил, но отобранных из интервалов без рудных минералов из этого же месторождения, а также из Айдырлинского, Кумакского, сравнение их с кварцевыми жилами и кристаллами горного хрусталя из хрусталеносных месторождений по содержанию основных примесей алюминия и лития (табл. 47) показывает их значительное сходство (рис. 165). Более детальное изучение кварцевых жил на золоторудных месторождениях Кочкарского, Айдырлинского и Кумакского рудных полей для целей использования их в стекольной промышленности подтверждает возможность их практического применения.

Основной примесью, лимитирующей применение кварца в различных отраслях производства, является алюминий, максимальное количество которого не должно превышать 30×10^{-4} мас. %. Из диаграммы соотношения алюминия и лития (см. рис. 165) видно, что значительное количество кварцевых жил Айдырлинского золоторудного месторождения (в том числе и знаменитые жилы Павловская и Сафоновская) и Кумакского золоторудного поля, Кочкарского и ряда среднеуральских месторождений пригодны для использования в стекольной промышленности и в качестве шихты для синтеза искусственных кристаллов кварца. Для Айдырлинского месторождения выполнен подсчет запасов жильного кварца, пригодного в качестве шихты для синтеза. Для Кумакского рудного поля проведены поисково-оценочные работы на жильный кварц (Степная экспедиция ПО "Уралкварцсамоцветы").

Выше рассмотренное полихронное и полигенное Кочкарское золоторудное месторождение размещается в восточной части одноименного метаморфического комплекса. Центральную часть этого комплекса занимает гнейсово-мигматитовое ядро с крупным гранитным Борисовским массивом в центре, где в позднегерцинский этап размещался тепловой фокус, формирующий метаморфическую зональность (рис. 166). В западной части метаморфического комплекса размещается Светлинское хрусталеносное, а ещё западнее золоторудное месторождение с тем же названием прожилково-вкрапленного типа. По мере удаления от тектонической границы высокометаморфизованного гнейсового блока в западном направлении снижается фациальный уровень регионального метаморфизма от амфиболитовой до зеленосланцевой фации, и, соответственно, наблюдается определенная температурная и минеральная зональность в размещении метасоматитов и кварц-жильных образований. В восточной части, прилегающей к высокометаморфизованному гнейсовому блоку, среди обилия тел плагиоаплитов встречаются редкометалльные и хрусталеносные пегматиты. Для Светлинского пегматитового поля характерна жильная форма этих образований. В местах раздувов они достаточно полно дифференцированы и в таких участках содержат кварцевые ядра. Хрусталеносные гнезда, нередко с самоцветами, размещаются всегда под кварцевыми ядрами (Таланцев, 1988). Последние сложены серым, обычно слабопрозрачным "сливного" типа кварцем, который по мере приближения к полости становится все более прозрачным с перекристаллизацией в гигантозернистые шестоватые агрегаты на границе гнезда. В кварцевых ядрах пегматитов в верхних частях преобладают первичные существенно газовые включения. В нижней части ядер в перекристаллизованной зоне уже встречаются газопо-жидкие и многофазные включения (Ануфриев и др., 1978). В водных вытяжках из кварцевых ядер преобладают хлор-ион и натрий с присутствием бикарбонат-иона, калия и кальция. В небольшом количестве присутствует фтор. Для кочкарских пегматитов характерны в целом низкие (430-300 °С) температуры образования по сравнению с другими пегматитовыми полями.

Образование хрусталеносных полостей с самоцветами (топаз, берилл, полихромный турмалин и т.д.) происходит в закрытой системе при температуре 300-170 °С (Таланцев, 1988) из растворов, имеющих уже бикарбонатно-хлоридно-кальциевый состав (см. рис. 166), что является характерным для пегматитов и других регионов - Казахстана, Тянь-Шаня, Воьлини (Захарченко и др., 1968, Ануфриев и др.,

Содержание элементов-примесей в кварце хрусталеносных и
золоторудных месторождений ($n \cdot 10^{-4}$ мас.%)

№ п/п	Номер пробы и др. параметры	T, %	П.п.п.	Cu	Ti	Li	Ca	Mg	Mn	Al	Fe	Na	K
Астафьевское хрусталеносное месторождение - жильный кварц													
1	Среднее из 352			0.8	2.96	1.51	12.0	1.84	1.2	136.3	17.3	43	62
кристаллы													
2	Октябрьская (23)			0.8	0.9	3.7	4.5	0.7	0.6	185	7.1	21.9	10.3
3	Западная (66)			0.08	1.2	2.14	1.9	1.02	0.3	117	4.9	18.0	8.5
Светлинское хрусталеносное месторождение - кристаллы													
4	Дымчатые (10)	42	0.04	0.53	1.03	1.16	0.99	0.49	0.07	10.9	1.5		
5	Цитрин (5)			0.58	1.35	3.4	0.92	0.96	0.03	31.3	4.02		
Кочкарское золоторудное месторождение - жильный кварц													
6	Дорудный (4)	23	0.041	18.7	3.0	1.3	524	10.7	20	89	161	34	26
7	Рудный (8)	18	0.028	6.7	14.0	0.25	577	66	28	340	369	42	107
8	Послерудный(13)	13	0.090	9.3	5.0	2.7	330	31.5	16	216	292	67	46
Кумакское золоторудное месторождение - жильный кварц													
9	42-2	63		0.06	1.50	3.8	1.8	3.6	0.06	60	3.0	2.0	33
10	41-1	71		0.06	0.76	0.44	0.2	0.54	0.06	11.0	1.6	2.5	2.5
11	38-3	19		0.06	0.50	0.13	1.3	0.9	0.06	100	2.4	85	7.0
12	34-2	4		0.08	22.0	2.2	3.0	2.0	0.5	60	2.2	100	65
13	27-2	52		0.06	0.8	0.36	2.2	0.84	0.06	26.0	1.0	16	7
14	27-8	35		0.06	0.36	0.12	0.24	0.6	0.06	26	1.2	90	6.5
15	27-10	23		0.06	0.18	0.15	0.24	0.66	0.06	2.0	2.0	7.5	7
16	33-1	4		0.06	0.08	0.16	2.2	0.36	0.06	8.4	0.6	12	12
17	Ж-2	10		0.06	0.32	0.1	2.4	0.7	0.06	26.0	3.2	23	14
18	Ж-3	22		0.06	0.17	0.1	2.6	0.82	0.06	10	2.4	7	9
19	Ж-1	25		0.06	0.12	0.08	3.4	1.1	0.06	15	3.6	14	11
20	49-2	41		0.06	0.18	0.18	2.6	0.3	0.06	6.6	0.74	7	3
21	49-3	61		0.06	2.4	0.15	6.4	0.7	0.06	15	0.6	10	4.5
	Среднее	33		0.06	2.41	0.6	2.2	1.0	0.06	28.7	1.9	28.9	16.3

№ п/п	Номер пробы и др. параметры	T, %	П.п.п.	Cu	Ti	Li	Ca	Mg	Mn	Al	Fe	Na	K
Айдырлинское золоторудное месторождение - жильный кварц													
22	348	33	0.035	0.06	0.76	0.50	0.76	0.3	0.06	14	3	5	4.8
23	356	4	0.040	0.06	0.90	0.28	6.4	1.4	0.06	24	9	8	6.5
24	358	29	0.066	0.10	0.94	0.42	3.6	2.6	0.06	30	8	8.7	13
25	391	32	0.082	0.24	1.2	0.3	4.8	1.5	0.06	20	3.6	11.2	7.7
26	417	27	0.124	0.20	1.0	0.36	8.0	1.5	0.06	14	2	12.5	6.2
27	420	41	0.086	0.09	0.36	0.20	4.8	1.3	0.06	8	3.2	15	3.8
28	427	11	0.114	0.08	0.80	0.28	6.4	0.9	0.06	12	0.7	14	4
29	429	20	0.070	0.22	1.1	0.30	4.6	1.7	0.06	30	4	9	10.8
30	450	30	0.053	0.06	0.12	0.68	7.6	1.1	0.06	8	1.3	6.5	4.8
31	463	22	0.087	0.08	0.76	0.66	3.6	0.76	0.06	17	6	14	9.4
32	484	12	0.078	0.07	0.3	0.3	7.6	0.6	0.06	6.4	1	19	3.8
33	490	10	0.085	0.24	0.6	0.46	7.4	0.8	0.06	16	1.4	17	4.4
34	524	8	0.047	0.4	0.7	0.26	10	1.6	0.16	22	4	8.7	9.6
35	591-4	13	0.171	0.48	0.6	0.34	22	1.6	0.76	28	10	62.5	49.5
36	594	8	0.144	0.10	0.95	0.22	4	2.2	0.06	30	5.5	35	14
37	595	6	0.125	0.09	0.48	0.11	5	1.8	0.11	24	6	26	7
38	1273-1	10	0.128	0.10	0.50	0.22	3.2	0.6	0.14	20	2.2	16.5	5.7
39	1273-2	4	0.065	0.06	0.20	0.20	6.4	1.2	0.08	15	0.7	11	4.5
40	671-1	4	0.104	0.36	0.44	0.29	7	7.4	0.09	13	5.6	21	19
	Среднее	17	0.090	0.16	0.67	0.33	6.48	1.62	0.11	18.49	4.07	16.87	9.92

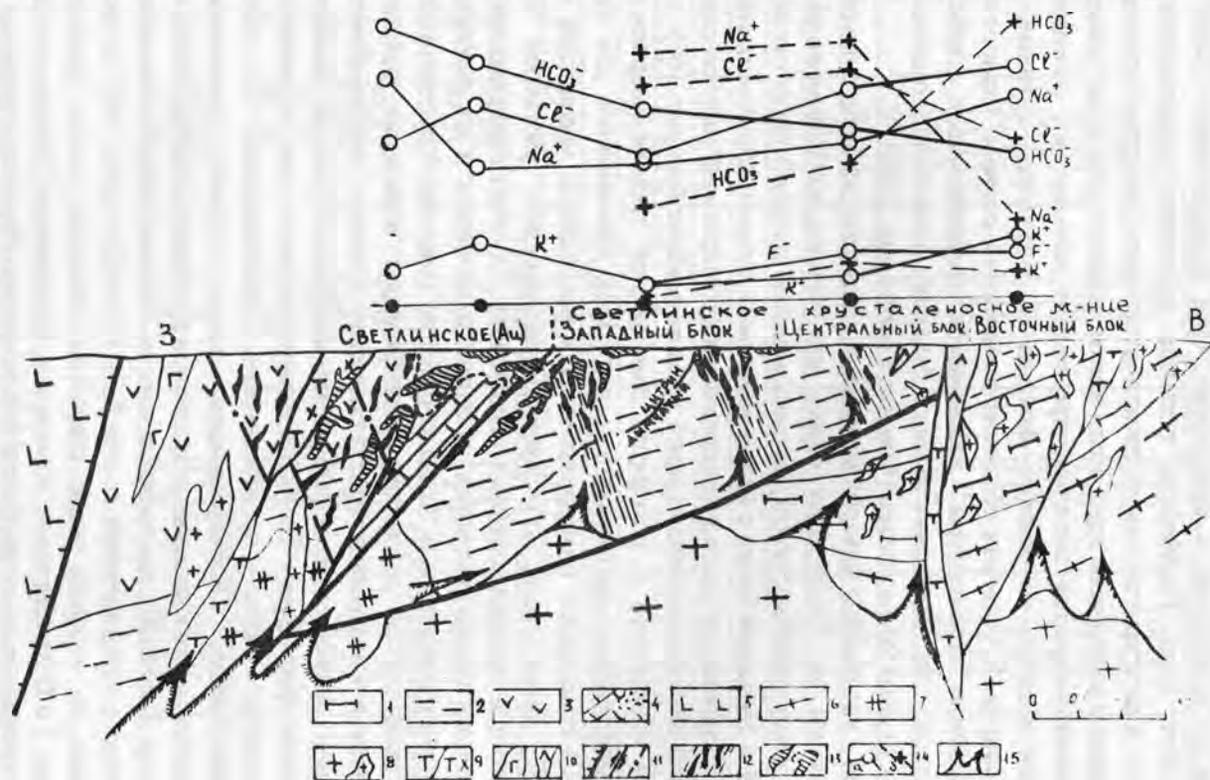


Рис. 166. Состав основных компонентов из водных вытяжек хрусталеносных и золоторудных кварцевых жил в Кочкарском метаморфическом комплексе:

1 – гнейсы; 2 – кристаллические сланцы; 3 – вулканогенно-осадочные породы; 4 – мраморы и зоны развития карста; 5 – вулканы Магнитогорского погружения; 6 – гранитоиды Борисовского массива; 7 – плагииграниты; 8 – нормальные граниты Санарского массива; 9 – серпентиниты и талько-хлориты по ним; 10 – габбро-диабазы и габбро-амфиболиты; 11 – граница поднятия; 12 – хрусталеносные кварцевые жилы в зонах проницаемости; 13 – золоторудные тела; 14 – ГЖВ в кварцевых жилах (а) и кристаллах горного хрусталя (б); 15 – основные направления теплофлюидопотоков

1978). Смена состава ГЖВ обусловлена постепенным увеличением активности бикарбонат-иона по мере снижения температуры (Рябчиков, 1975) и реакцией водного хлоридно-натрового раствора с растворенной углекислотой (Румянцев, Гансеев, 1982) по следующей схеме:



При температурах около 300 °С бикарбонатные растворы имеют щелочную реакцию и агрессивны по отношению к кремнезему. Они выщелачивают кварц из нижней части кварцевого ядра. Постепенно остывая, растворы раскисляются и начинают отлагать кварц в виде кристаллов густо-дымчатого цвета, которые нарастают на зону перекристаллизации кварцевого ядра. Если в этот момент происходит раскрытие пегматитов трещиной (открытая система), происходит интенсивное отложение избыточной кремниевой кислоты из водного флюида и образуются крупные, но дефектные кристаллы кварца. В условиях остающейся закрытой системы (природный автоклав), при понижении температуры наблюдается формирование наиболее качественных кристаллов, на заключительных стадиях возможно отложение имеющихся в растворах рудных компонентов (Мицюк, Горогоцкая, 1980).

Эта же тенденция - увеличение бикарбонат-иона в растворах по мере снижения температуры с удалением от гнейсового блока как теплофлюидогенератора - наблюдается и в кварцевых жильных полях, расположенных западнее пегматитового поля. Это Центральный и Западный блоки с кварц-жильными зонами, размещенными в зонах проницаемости, оперяющими раствороподводящий субширотный взбросо-сдвиг, питающийся от основной теплофлюидоподводящей зоны на глубине (см. рис. 166).

Кварцевые жилы образуются в результате выполнения трещин кварцем из хлоридно-бикарбонатно-натриевых растворов (см. рис. 166). Повышенное для этих температур (300-430 °С) содержание бикарбонат-иона и постепенное увеличение его содержания к западу, кроме того, обусловлено насыщением растворов при взаимодействии их с толщей мраморизованных известняков. Об этом свидетельствует существенно бикарбонатный состав растворов из самих известняков и из кварцевых жил из золоторудного месторождения и Западного блока (участки Хрустальный и II-Водораздельный). Такой состав растворов предопределяет осаждение золота и халькофильных элементов в вмещающих кристаллических сланцах, порфиробластах биотита и амфибола при снижении температуры на завершении ранней щелочной стадии (золотосульфидная формация). Наиболее благоприятными для образования рудных тел оказываются зоны проницаемости, прилегающие к толще мраморизованных известняков. Подтверждением этому служит Светлинское золоторудное месторождение и отработанные старателями рудопроявления в районе гор Зайковой, Калиновой, дер. Воронино, где имеются многочисленные литогеохимические пробы из коренных пород с содержаниями золота 0,3-17,0 г/т (см. рис. 166), а также хрусталеносные россыпи, из которых ранее старатели добывали золото (россыпи Отрадная, Старательская, I и II Хрустальные, Анненская, Косаревская, Грневая и т.д.).

Из Светлинских хрусталеносных россыпей В.В.Мурзиным было исследовано 15 золотин размером от 0,26 до 1,80 мм (табл. 48). Анализ полученных данных указывает на значительное разнообразие золота по содержанию примесей, охватывающее четыре геохимических его типа из пяти, выделенных для Кочкарского района. Наибольшим распространением пользуются золотины монолитного строения, зернистой микроструктуры, с невысокими содержаниями меди (обычно лишь 0,15%), высокой пробы 900-980 (золотины 4-13).

Из других признаков для них характерны однородность по содержаниям серебра, присутствие примесей железа, меди, свинца, реже висмута, сурьмы, олова.

Химический состав частиц самородного золота из Светлинских хрусталеносных россыпей по данным рентгено-спектрального микроанализа (результаты получены В.В.Мурзиным по пробам В.Н.Огородникова)

Номер золотины	Мас. %				Проба золота	Крупность, мм
	золото	серебро	медь	сумма		
Светлинское рудное поле (Хрусталеносное месторождение)						
1	99.19	0.80	0.14	100.13	991	0.80
2	96.97	0.76	0.15	97.88	991	1.00
3	98.05	1.00	0.19	99.24	988	1.50
4	96.51	2.33	0.08	98.92	976	0.50
5	96.03	2.41	0.10	98.54	975	0.80
6	94.13	2.81	0.10	97.04	970	0.70
7	94.88	3.15	0.05	98.18	967	1.20
8	95.05	3.46	0.0	98.51	966	1.00
9	94.86	3.52	0.08	98.4	963	1.50
10	92.92	5.64	0.0	98.56	943	1.80
11	91.69	6.67	0.07	98.43	932	1.10
12	91.83	7.29	0.24	99.36	924	1.00
13	88.50	10.12	0.13	98.75	896	0.26
14	96.89	0.08	2.11	99.07	978	0.65
15	98.37	0.14	2.59	101.10	973	1.20
Кучинский карьер (Михайловское поле) из мрамора						
16	97.80	0.42	0.14	98.36	994	
Андреево-Юльевская депрессия (Кочкарское поле)						
17	96.34	0.0	1.38	97.72	986	
18	97.03	2.0	0.21	99.24	978	
Н-Алабашевский лог						
19	98.13	0.99	0.17	99.29	988	
20	97.46	0.86	0.06	98.42	990	
21	97.07	0.95	0.11	98.19	989	
22	98.75	1.24	0.38	100.37	984	
Теренсайское рудное поле						
23	97.34	0.73	0.23	98.30	990	
24	97.96	0.65	0.19	98.80	991	

Сравнительный анализ особенностей золотин из коренных руд и описываемых указывает на аналогию россыпных частиц с золотом из зон прожилкового и жильного окварцевания в массивах плагиогранитов (Ново-Троицкое, Кочкарское месторождения) или зон окварцевания и сульфидизации Светлинского месторождения. При этом наиболее высокопробные (> 940) частицы ассоциируют с арсенипиритом и свинцово-висмутовыми сульфосолями, золотины с пробой 900-940 ассоциируют с полиметаллами и теллуридами Au, Ag, Bi, Sb, Pb и др. Золото с пробой 920-940 встречается также в жилах молочно-белого кварца с редкой (1-2 мас.%) вкрапленностью пирита из мраморов (южная окраина пос. Чукса).

Три из 15 изученных золотин имеют аномально высокую пробу - более 980 (золотины 1-3). Одна из них (зол. 2) имеет пористое строение, мелкозернистую структуру и соответствует металлу из кор выветривания Светлинского золоторудного месторождения, имеющему гипергенное происхождение (образуется при распаде золотосодержащих теллуридов). Две другие золотины (1 и 3) монолитны, имеют "рудный" облик. Коренные аналоги такого золота получены при растворении рубиноносных мраморов Кучинского карьера и характеризуют, видимо, особый восстановительный и богатый сероводородом режим на регрессивном этапе метаморфизма в гнейсово-мигматитовых комплексах (Мурзин и др., 1991). Наконец, две золотины (14, 15) характеризуются высокой пробой и высокими содержаниями меди 2,1-2,6 мас.%, коренные аналоги такого золота нам не известны. При исследовании металла из кор выветривания различных образований Кочкарского района замечено, что медистая разновидность его ассоциирует с аномально высокопробным золотом (в одних и тех же шлихах) и, возможно, характеризует те же восстановительные условия образования.

К востоку от п. Светлого между г. Калиновой и г. Зайковой размещаются бывшие прииски Иосифовский и Лаврентьевский (Светлинская золоторудная россыпь). До 1917 года было добыто золота Поклевским 485 кг. В 80-е годы XX в. россыпь отрабатывалась старателями.

В центральной части золоторудной россыпи торфа представлены плотными и вязкими глинами ("кавардачные глины"). В толще глин встречается галечный материал, который представлен главным образом полуокатанными обломками известняка и кварца с "бобовинами" бурого железняка. Кварц дымчатого, молочно-белого и светло-серого цветов. Встречаются также обломки гранита, кремнистых пород, обломки и кристаллы горного хрусталя дымчатого и цитринового цветов. В золотоносном слое кварцевой гальки до 24 об.%. В тяжелой фракции наряду с золотом встречаются минералы, характерные для кристаллических сланцев - ставролит 73, ильменит 5-15, дистен 6, андалузит 1 об.%, в одной скважине встречено два зерна розового топаза. Это свидетельствует о формировании россыпи за счет разрушения пород, вмещающих хрусталеносные кварцевые жилы.

Минеральный состав шлихов весьма сходен со шлихами из россыпей Пластовско-Андреевско-Юльевской группы, где также в большом количестве встречаются ставролит, кианит, розовые топазы.

Сравнение содержаний золота в литогеохимических ореолах хрусталеносного и золоторудного месторождений (табл. 49) показало их незначительное различие в средних содержаниях по разновидностям пород. Более низкие значения средних и максимальных содержаний в пределах блока пород хрусталеносного месторождения обусловлены, по-видимому, недоопробованностью этих пород на золото.

На Светлинском типовом золоторудном месторождении выделяются два рудных горизонта - нижний и верхний. Нижний горизонт существенно терригенный залегаet непосредственно на мраморизованных известняках и имеет сланцево-карбонатный состав. Мощность 100-150 м. Верхний горизонт представлен преимущественно песчано-сланцевыми породами с прослоями плагиоклаз-амфиболовых и биотит-амфиболовых пород. Мощность 50-100 м. Разделяются рудные горизонты пачкой основных вулканитов, амфиболовых пород с реликтовой диабазовой структурой. Мощность 30-40 м. В верхней части второго рудного горизонта почти повсеместно вскрываются тальковые, тальк-карбонатные породы с оторочками актинолит-хлоритового состава общей мощностью от нескольких метров до 25-30 м по серпентинитам. Аналогичные метасоматиты сопровождают золотое оруденение золото-силикатной формации типа "змеевичных жил" в серпентинитах на Кировском месторождении в районе Фамбуловской золоторудной россыпи, из которой попутно добывался и горный хрусталь высокого качества.

Распределение золота в поле литогеохимических ореолов
(в скобках без учета проб $5 \times 10^{-6}\%$)

Породы	Кол-во проб	от-до в $10^{-7}\%$	X ср.
Золоторудное месторождение			
Углеродистые филлиты и алевролиты	60	2 - 2500	98 (15)
Алевропесчаники	31	0 - 800	52 (10)
Туфы и туфопесчаник	13	1,4 - 800	50 (8)
Амфиболсодержащие сланцы	34	0,7-1100	42 (9)
Мраморы	10	0,9 - 700	39 (3)
Хлорит-кварц-сланцевые сланцы	56	1,4 - 1100	53 (14)
Амфиболиты, диабазы	22	1 - 21	9,7 (9,7)
Ультрабазиты	13	0,9 - 55	11 (7,3)
Всего	246	0 - 2500	57 (12)
Хрусталеносное месторождение			
Амфиболсодержащие сланцы	3	3,9 - 14	8,1 (8,1)
Кварц-биотит, сланцы	53	0,2 - 1100	36 (5,4)
Двуслюдяные сланцы	51	0,6 - 1100	36 (5,7)
Плагиограниты	3	3,3 - 3,8	3,5 (3,5)
Граниты	4	1,2 - 1,5	1,4 (1,4)
Всего	114	0,2 - 1100	31 (5,6)

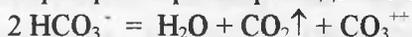
Мраморизованные известняки интенсивно закарстованы, особенно вдоль тектонических границ, и заполнены глинами коры выветривания и метасоматическими аргиллизитами. В толще метаморфизованных терригенно-осадочных и вулканогенных пород широко проявились процессы ранней щелочной стадии - биотитизации и амфиболитизации, сменяющиеся при понижении температуры хлоритизацией. Эта стадия метасоматоза сопровождалась золоторудной минерализацией с образованием промышленных рудных тел (Сазонов и др., 1989). В этой же зоне в трещинных структурах в кислотную стадию отлагались кварцевые жилы. Состав водных вытяжек из этих жил соответствует составу ГЖВ из жил в мраморах и является существенно бикарбонатно-натрово-кальциевым при значительном содержании сульфат- и хлор-ионов (см. рис. 166).

Сравнение ГЖВ из кварцевых жил Кумакского месторождения золота, образованного в аналогичной зоне смятия в сходной по составу терригенно-осадочной толще, показывает такой же состав растворов с несколько большим количеством калия, а соотношение бикарбоната и хлора соответствует Светлинскому месторождению. Это еще раз подтверждает общность гидротермально-метасоматических преобразований и, в частности, образование кварцевых жил в различных структурах с закономерной эволюцией гидротермальных растворов.

Бикарбонатная специализация растворов приводит к значительному расширению щелочной обстановки до более низких температур. В условиях зеленосланцевой фации и хрупких деформаций при жилообразовании происходит вскипание растворов, а падение давления стимулирует осаждение кварца с образованием кварцевых и кварц-

карбонатных жил. Количество последних на золоторудных месторождениях всегда значительно выше.

Перестройка растворов идет по схеме:



Карбонат-ион связывается в доломит-кальцит. Эти преобразования сопровождаются активным отложением сульфидов и сульфосолей с образованием золоторудных тел прожилково-вкрапленного типа. Золото в этих рудах более сереброносное.

Кварцевые жилы, сложенные полупрозрачным светло-серым кварцем с характерным блеском мощностью до 1,5-2,5 м, содержат рудную минерализацию 1-3 об.%. пирит, тетраэдрит, пирротин, галенит, сфалерит, халькопирит, самородное золото, шеселит, теллуриды. Золото чаще всего содержится в кварце. Его выделения приурочены к трещинам, рассекающим кварц, или к границам зерен кварца. В зальбандах кварцевых жил пирит образует гнездообразные скопления (пирит золотоносный 3,6-3,4, иногда 20-30 г/т). Самородное золото представлено друзовидными и пластинчатыми выделениями размером 0,06 мм либо прожилковыми выделениями 0,02-0,5 мм. Пробность 872-942, по ней самородное золото можно разделить на три группы: I гр. - 872-883; II гр. - 908-917; III гр. - 933-942 (Сазонов и др., 1989).

Рудные тела не имеют конкретных геологических границ и выделяются по опробованию. Бортовое содержание принимается 0,7 г/т. Минимальнопромышленное содержание - 1,5 г/т. Рудные тела представляют собой сближенные залежи мощностью 1,5-2, иногда до 4-5 м, и протяженностью 100-150 м, сопровождаются ореолами золота. Достаточно контрастные ореолы вокруг рудных тел образуют Cu, Pb, Zn, Ba, Mo, W (рис. 167). В качестве поискового признака принимается литохимический ореол золота свыше 0,1 г/т.

Углекислота, образующаяся при вскипании бикарбонатных растворов, перемещаясь в верхние горизонты кварц-жильного поля, накапливается под различными экранами, что приводит к формированию хрусталеносных зон аргиллизитов. Этот процесс промоделирован в экспериментах (Глюк, 1985, 1989) и зафиксирован на хрусталеносных объектах (Эшкин и др., 1983; Огородников, 1988; Огородников, Сазонов, 1990). Щелочные бикарбонатно-хлоридно-натровые растворы обладают большой агрессивностью по отношению к кремнезему (Балицкий, 1970, 1972) и производят выщелачивание встречающихся на их пути кварцевых жил. При этом для растворов безразлично, какая это кварцевая жила - древняя, рудная или безрудная. Углекислота, раскисляя растворы, стимулирует осаждение кремнезема, а так как осаждение идет в существенно закрытой системе, а в растворах концентрация кремнезема уже значительно ниже, чем при образовании жил, то наблюдается медленный рост качественных кристаллов горного хрусталя. Формирование кристаллов в полостях, обычно расположенных на выклинивании кварцевых жил, происходило уже из существенно хлоридно-натровых растворов, когда уже бикарбонатная составляющая была в значительной мере израсходована на образование карбонатов. С выкипанием углекислоты и уходом ее на верхние горизонты, где под экранам терригенных пород и известняков или пологих тектонических нарушений происходило формирование зон аргиллизации с хрусталеносными полостями Астафьевского типа. Доказательством этого служит тот факт, что из хрусталеносных россыпей добыто кристаллосырья во много раз больше, чем имеется хрусталеносных кварцевых жил на данном эрозионном срезе. К тому же, кристаллосырье из коренных объектов отличается как по количеству, так и по качеству от сырья, полученного из россыпей. В распределении кристаллосырья по площади месторождения выявляется определенная зональность (Эшкин и др., 1983). Так, в центральном блоке преобладает горный

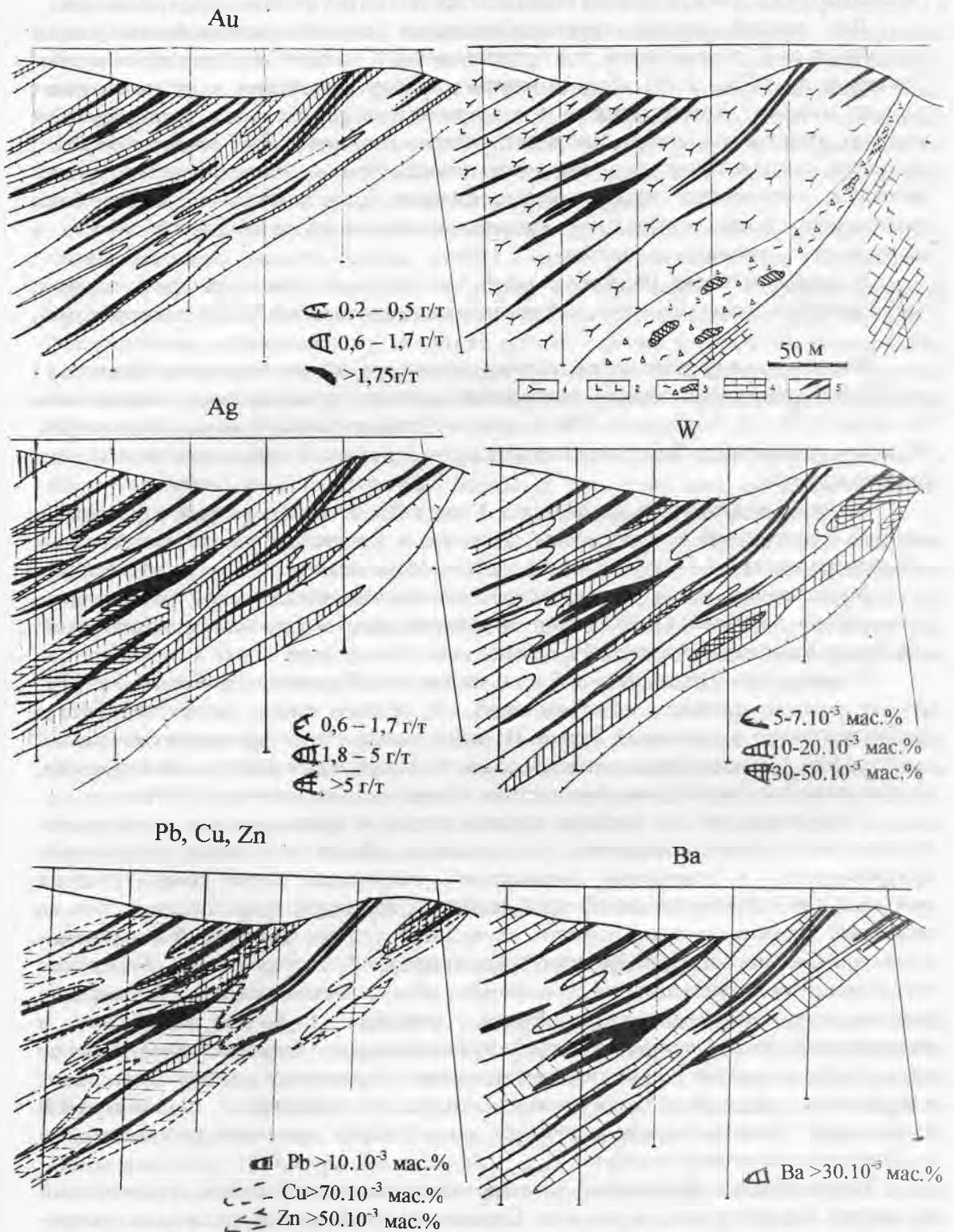


Рис. 167. Литогеохимические ореолы элементов-индикаторов золота в разрезе Светлинского золоторудного месторождения:

1 – метаморфизованные терригенно-осадочные породы с прослоями метавулканитов;
2 – метаморфизованные габбро-диабазы; 3 – карстовые отложения; 4 – мраморы; 5 – золоторудные тела ($\text{Au} > 1,7 \text{ г/т}$), выделенные по керновому опробованию скважин

хрусталь дымчатой окраски, который к западу сменяется цитриновыми разностями (Западный блок). Здесь дымчатый кварц слагает только внутренние зоны кристаллов.

Для каждой стадии хрусталеобразования каждой разновидности кварца сопутствует свой типоморфный для соответствующих условий парагенезис минералов (Эшкин и др., 1974., 1933). Так, дымчатому кварцу сопутствует в разных горных породах мусковит, хлорит, альбит, а с цитриновыми разностями в хрусталеносных полостях образуются диксит, каолинит, иногда галлуазит. Это свидетельствует о процессах аргиллизации при снижении температуры и кислотности-щелочности растворов, образующих хрусталеносные полости. Эти полости в мезозое были эродированы, и их минеральное выполнение скопилось в россыпях, часто в ассоциации с самородным золотом.

В западном блоке (Водораздельный участок) и в кристаллических сланцах, прилегающих к толще мраморов, наблюдаются ореолы золота 0,3-1,6 г/т (см. рис. 166, 167).

Воронинское проявление расположено севернее Светлинского месторождения в 1 км ЮВ Воронино, представлено кварцевыми жилами с промышленным содержанием золота (до 17,0 г/т). Выявлено в 1940 г., из-за небольших размеров не разрабатывалось. Но рядом расположена Воронинская золоторудная россыпь с небольшим количеством горного хрусталя.

Проявление Отрадное находится в 3 км к СВ от Светлого, при опробовании плотика одноименной хрусталеносной россыпи в глинистых породах установлены содержания золота в 4,5 г/т (старателями добыто 148 кг золота).

Аналогичные точки золоторудной минерализации известны в плотиках большинства россыпей Светлинского хрусталеносного месторождения: Анненской, I-II Хрусталеносных, Косаревской и других.

Россыпь лога "Встречного" в 5 км к западу от с. Еремкино отработана в 1937 г. (34 кг золота), является хрусталеносной. В рудных телах золото встречается преимущественно в свободной форме. Из коры выветривания аргиллизитов средний выход золота при промывке достигает 16,7 мас.%. Преобладает золото тонкой фракции, не улавливаемой при традиционных методах промывки (Сазонов и др., 1989).

Установлено, что для наиболее крупных рудных и хрусталеносных полей золото-теллур-полисульфидно-кварцевого и золото-сульфидного типов характерна приуроченность к разрывным нарушениям, оперяющим зоны северо-западных долгоживущих взбросо-сдвигов, которые разделяют структурно-формационные зоны на отдельные блоки и которые приняты за границы рудных районов. Формирование структуры Светлинских золоторудного и хрусталеносного месторождений обусловлено тектоническими подвижками при субширотном общеуральском сжатии с образованием региональных северо-западных взбросов, имеющих глубинное заложение и выделяющихся преимущественно по геофизическим данным, блоковые перемещения по этим взбросо-сдвигам при переориентировке эллипсоида деформации дали возможность сформировать надвиговую систему с встречными сбросами СВВ направления, "желобообразные" структуры, вдоль которых локализируются золоторудная и хрусталеносная минерализации.

Таким образом, Кочкарский хрусталеноснозолоторудный район, ограниченный на севере Варламовским, а на юге Стрелецким глубинными разломами северо-западного простирания, на западе контактирует с Кумлякско-Гумбейским, на востоке с Кочкарско-Айдырлинским субмеридиональными разломами, по существу представляющими собой мощные зоны смятия - Светлинско-Полоцкая и Пластовско-Брединская, - характеризующиеся высокоградиентными магнитными полями и полями силы тяжести. Трассируются телами серпентинизированных гипербазитов, интенсивной трещиноватостью, рассланцеванием, дайками и кварц-жильными полями.

Локализация оруденения золотосульфидной, золототеллуридно-полисульфидно-кварцевой формаций в этих зонах смятия обусловлена метаморфической и последующей метасоматической зональностью для позднегерцинского оруденения. Полоса шириной 6-7 км на удалении 2-2,5 км от границы гранитизированного гнейсового блока накладывается также на раннегерцинское Кочкарское рудное поле. Концентрация золота до уровня месторождения наблюдается в узлах пересечения северо-западных взбросо-сдвигов с общеуральскими структурами и оперяющими их северо-восточными надвигами. Для последних характерно также образование генетически сопряженной хрусталеносной минерализации.

Эта полоса контролируется контрастными литогеохимическими ореолами меди, свинца, мышьяка, висмута, сурьмы, серебра и золота, россыпями золота с обломками и кристаллами горного хрусталя, рудными проявлениями и старательскими выработками. Наличие золотоносных россыпей на хрусталеносном Светлинском и Михайловском месторождениях, попутная добыча горного хрусталя из золоторудных россыпей позволяют прогнозировать хрусталеносную минерализацию в пределах Светлинского и Кочкарского золоторудных месторождений и рудного поля Андреево-Юльевской золоторудной россыпи.

Наличие талько-хлоритовых, тремолитовых, хлоритовых метасоматитов в серпентинизированных гипербазитах позволяет прогнозировать оруденение золото-силикатной формации ("змеевичных жил") типа Кировского месторождения.

В пределах Кочкарского хрусталеносно-золоторудного района выделены Кочкарское рудное поле, куда входят Кочкарское и Ново-Троицкое месторождения с оруденением золотокварцевой и золотополисульфидно-кварцевой формациями (раннегерцинский этап) с наложенным позднегерцинским золотохрусталеносным оруденением, а также Андреево-Юльевское месторождение с существенно россыпным типом оруденения, с уникальным хрусталепроявлением с розовыми топазами.

Светлинское рудное поле, куда входят Светлинское золоторудное и с этим же названием хрусталеносное месторождения, - одной генетической природы. В силу объективных и субъективных причин и ведомственной разобщенности они оказались в различной степени изученными: одно - по золоту, другое - по горному хрусталю. Дальнейшие исследования, будем надеяться, позволят в полной мере оценить Светлинское рудное поле как объект комплексного минерального сырья.

ЗОЛОТООРУДЕНЕНИЕ ШОВНЫХ ЗОН

РУДОПРОЯВЛЕНИЕ ЧУДНОЕ (5)

Открыто в 1994 г., включает участки Лидер, Славный и Людный. Своей необычностью - обилием самородного палладистого золота в рудах, которое ранее было выявлено в россыпях района (Малюгин, Вилисов, 1987), и фуксита в сопряженных метасоматитах - привлекло внимание многочисленных исследователей и геологов-практиков (Гарбаев и др., 1996; Сорока, 1997; Галанкина и др., 1998; Озеров, 1996; Водолазкая и др., 1997; Суренков и др., 2001; и др.).

Рудопроявление расположено на восточном склоне хребта Малдынырд, в самых верховьях руч. Алькесвож, который является левым притоком р. Балбан-Ю (бассейн р. Кожим). Рудопроявление находится в пределах рифтогенной зоны Урала (рис.168), которая представлена здесь образованиями саблегорской свиты позднего рифея (рис. 169). В свиту объединены две толщи. Нижняя из них сложена базальтовыми и андезит-базальтовыми порфиритами, участками превращенными в кварц-серицит-пирофиллитовые сланцы, а верхняя - нормальными субщелочными риолитами и их туфами. Кислые вулканыты составляют примерно 70 об.% саблегорской свиты (табл. 50). Общая мощность пород последней составляет 2 - 2,5 км

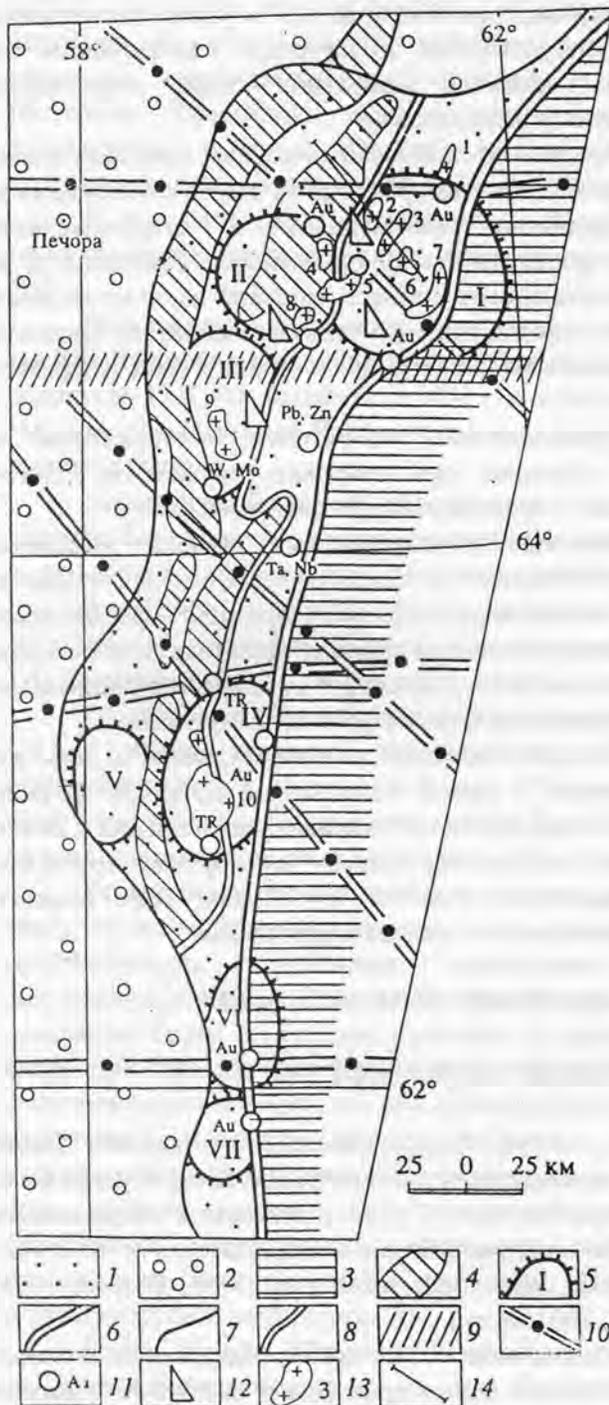


Рис. 168. Схема районирования Приполярного Урала по типу строения земной коры.

По (Водолазская и др., 1996):

1, 2 - кора континентального типа: 1 - рифтового и 2 - перикратонного подтипов; 3 - кора островодужного типа; 4 - рифтогенные палеограбены ($R_3 - V$); 5 - архейско-раннепротерозойские купола (I - Хобейзский, II - Вангырский, III - Патокский, IV - Маньхамбовский, V - Ильчский, VI - Печоро-Сосьвинский, VII - Уньинский); 6 - главный глубинный шов, разделяющий области с разным типом коры; 7 - глубинные швы, разделяющие мегазоны с разным подтипом коры; 8 - система глубинных разломов внутри палеорифта, разделяющая его на зоны преимущественных прогибаний и поднятий; 9, 10 - секущие глубинные разломы: 9 - трансрегиональные, 10 - региональные; 11, 12 - полезные ископаемые: 11 - металлические, 12 - горный хрусталь; 13 - массивы гранитоидов и их номера (I - Лемвинский, 2 - Лапчавожский, 3 - Каталамба-Лапчавожский, 4 - Малдинский, 5 - Народинский, 6 - Кожимский, 7 - Тынаготский, 8 - Вангырский, 9 - Малопатокский, 10 - Маньхамбовский); 14 - линии обобщенного глубинного геолого-геофизического разреза

В верхах рассматриваемой свиты известны парагонитовые, пиррофиллитовые, а также пиррофиллит-хлоритоидные сланцы. Они принадлежат к относительно высокобарической, ультракислой фации кварц-серицитовой формации (Сорока, 1997; наши наблюдения). Причем любопытно, что наиболее высокобарические (с хлоритоидом) метасоматиты развиты в западном контакте зон смятия, а кварц-серицитовые - в восточном.

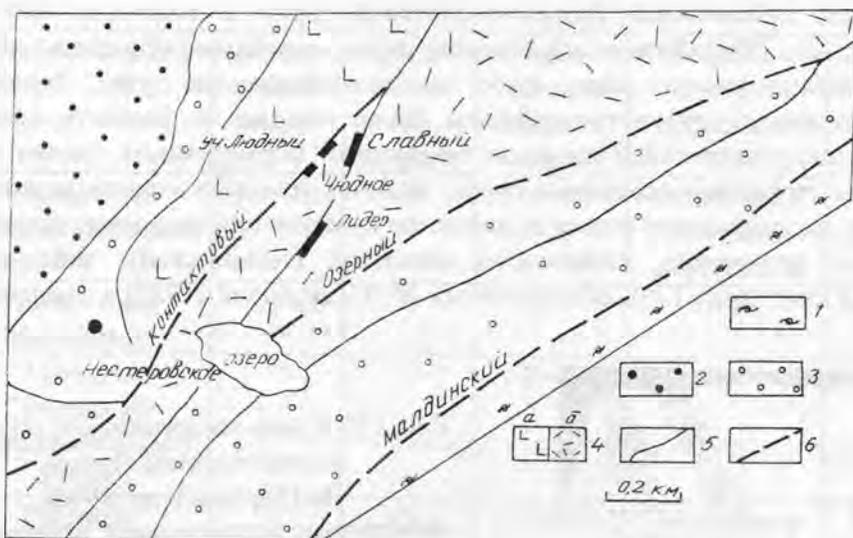


Рис. 169. Геологическая позиция рудопроявлений Чудного и Нестеровского. По данным ОАО «Полярноуралгеология» с изменениями (Суренков, Моралев, Борисов, 2001):

1 – алевролиты, кремнисто-глинистые сланцы (салединская свита, O_{1-2}); 2 – конгломераты, песчаники (обеизская свита, O_1); 3 – песчаники, сланцы (алькесвожская свита, $E_3 - O_1$); 4 – базальты (а) и риолиты (б) саблегорской свиты (R_3); 5 – геологические границы; 6 – разломы; залитые прямоугольники – участки рудопроявления Чудного; залитые кружки – участки рудопроявления Нестеровского

Таблица 50

Химический состав (мас.%) риолитов рудопроявления Чудное.
По М.Б.Тарбаеву и др. (1996)

Компонент	1	2	3
SiO ₂	75,24	79,00	72,19
TiO ₂	0,18	0,14	0,27
Al ₂ O ₃	11,23	9,75	13,21
Fe ₂ O ₃	4,77	1,71	3,48
MnO	0,03	<0,01	0,03
CaO	0,12	0,16	0,47
Na ₂ O	3,40	2,21	1,52
K ₂ O	4,41	5,92	6,21
P ₂ O ₅	0,03	0,02	0,03
H ₂ O	-	0,01	0,16
CO ₂	0,07	0,03	0,28

Возрастное членение пород района рудопроявления обосновывается следующим. Район входит в пределы мегазоны с корой рифтового типа (Берлянд, 1993; Водолазская и др., 1997). Мощность ордовикской осадочной толщи достигает 3 - 5 км. В разрезе допалеозойских-раннеордовикских нерасчлененных толщ выделяются горизонты конгломератов и гравелитов полимиктового и олигомиктового составов. Обычно их мощность сильно варьирует, по простиранию, устанавливаются частые перерывы. Обломки в конгломератах слабо окатанные и плохо сортированные. По М.Л.Клюжиной (1985), эти породы образовались в результате свалов, которые возникают после

заложения грабена при рифтогенезе. Близкие образования описаны в рудопроявлении золота "Амфитеатр" (Сорока, 1997).

В разрезе терригенных пород описаны прослои вулканитов, которые отнесены к рифтогенной субщелочной базальт-риолитовой серии с возрастом 600 млн лет (Червяковский, 1986). Ранние образования серии, относимые обычно к саблегорской свите, содержат кислые лавы, грубо- и мелкообломочные туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты и кремнистые туффиты. Более поздние их разности представлены породами субвулканической фации и по времени формирования близки к периоду накопления терригенно-осадочных пород, включая грубообломочные конгломераты и гравелиты, подстилающие разрез ордовикских существенно кварцевых конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов обеизской (тельпосской), хойдышорской и ходеизской свит (рис. 170), объединенных М.Л.Клюжиной (1985) в манитаньрдскую серию.

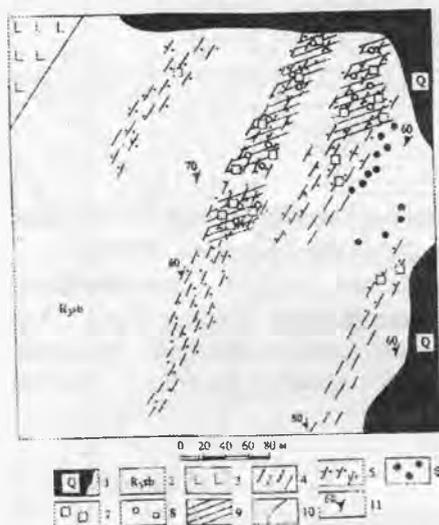


Рис. 170. Схема геологического строения рудопроявления Чудное.

По (Тарбаев и др., 1996):

- 1 - четвертичные коллювиальные отложения; 2, 3 - риолиты (2) и базальты (3) саблегорской свиты; 4, 5 - зоны рассланцевания и брекчирования без фуксита (4) и с фукситом (5); 6 - элювиальные развалы кварцевых жил; 7, 8 - коренные обнажения в зонах рассланцевания без (7) и с (8) видимым золотом; 9 - рудоносные зоны, прослеженные по элювиальным развалам и коренным обнажениям; 10 - разломы; 11 - элементы залегания сланцеватости в риолитах

Все породы района рудопроявления метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. Вдоль разломов (зон смятия) они превращены в метасоматиты пропилитовой и кварц-серицитовой формаций. Трансформация пород обусловлена процессами коллизии, проявившейся на Урале неоднократно во временном интервале от девона по пермь включительно (табл. 51).

В.П.Водолазская и др. (1997) выделяют на Приполярном Урале ряд крупных купольных структур (см. рис. 168), считая их фрагментами древнего фундамента и связывая с ними рудную минерализацию. Однако не исключено, что эти купола являются террейнами, обнажившимися в результате коллизионных тектонических процессов. Конфигурация же разломов во многом была предопределена положением террейнов - "твердых" упоров. И не удивительно, что золоторудные, редкометальные и другие объекты контролируются участками сочленения указанных куполов и разломов. Причем разломы (субмеридиональные и северо-западные), заложенные в рифтогенный этап развития региона, позднее неоднократно подновлялись, что приводило к активизации магматической и гидротермальной деятельности.

Геологическое строение Чудного рудопроявления достаточно простое (см. рис. 169, 170). Оно приурочено к осевой части южного замыкания Малдинской антиклинали (Тарбаев и др., 1996). В его пределах выявлены четыре зоны рассланцевания и брекчирования, проявившиеся в риолитах. Риолиты порфиоровые, имеют светло-зеленую (преобладает), темно-серую и лиловую окраску. Вкрапленники достигают в размере 3 мм (чаще до 1 мм), нередко альбитизированы. Количество вкрапленников обычно 3 - 5, редко 10 - 15 об.%. Матрица имеет кварц-полевошпатовый состав. Структура породы микропойкилобластовая, текстура, как правило, флюидальная.

Абсолютный возраст некоторых геологических образований
Приполярного Урала

Но- мера проб	Название породы	Метод опреде- ления	Геоло- гичес- кий возраст	Радио- генный возраст (млн л.)	Геодина- мические обстановки	Источник инфор- мации
1	Магматиты Кожимского блока	Rb - Sr	V	640	Континен- тального рифтогенеза	Водолаз- ская и др. (1997)
2	Риолит горы Малдынырд	То же	V	603	То же	Сорока и др.(1995)
3	Граниты Сальнерско- Маньхамбовского блока	?	“	640-620	“	Махлаев (1996)
4	Граниты Хобезского блока	?	O ₁	510-480	Тектоничес- кая активи- зация, соп- ряженная с океаничес- ким рифтоге- незом	Водолаз- ская и др. (1997)
5	Риолиты хр.Малдынырд	?	O ₁	516	То же	Соболева (1995)
6	Березит руч.Быстрый	K-Ar	D ₁	404	Раннедевон- ская коллизия	Сорока и др.(1995)
7	Риолит	Rb - Sr	D ₁	390	То же	Кузнецов, Андреичев (1998)
8	Риолит руч.Каровый	K-Ar	C ₂	332	Позднепалео- зойская коллизия	Сорока и др.(1995)
9	Золото- и хрусталеносные гранитоиды	Rb-Sr	P ₁	274-230	То же	Водолаз- ская и др. (1997)
10	Фуксит Чудного рудопровления	То же	Грани- ца P и T	249	“	Кузнецов, Андреичев (1998)
11	Риолит метасома- тизированный (руч. Четвертый)	K-Ar	То же	247	“	Сорока и др.(1995)
12	То же (руч. Алькес-Вож)	То же	T ₃	225	Континен- тальный рифтогенез (повторный)	То же

Простирание рудоносных зон северо-восточное, падение крутое (под углом 60-70°) на северо-запад (рис. 171). Их внутреннее строение сложное: в них фиксируются фукситовые прожилки и полосы, располагающиеся по плоскостям расщепления.

Отмечаются также интенсивно брекчированные участки, в качестве цемента которых выступает фуксит (обломки же риолитовые). Иногда встречаются кварцевые и кварц-альбитовые прожилки, реже жилы. Последние развиты за пределами рудоносных жил (Тарбаев и др., 1986). Участкам фукситизации отвечают ореолы осветления в риолитах. В таких зонах фиксируются кварц-альбитовые прожилки, вкрапленники калиевого полевого шпата альбитизированы, матрица риолита буквально переполнена мелкими лейстами серицита и фуксита.

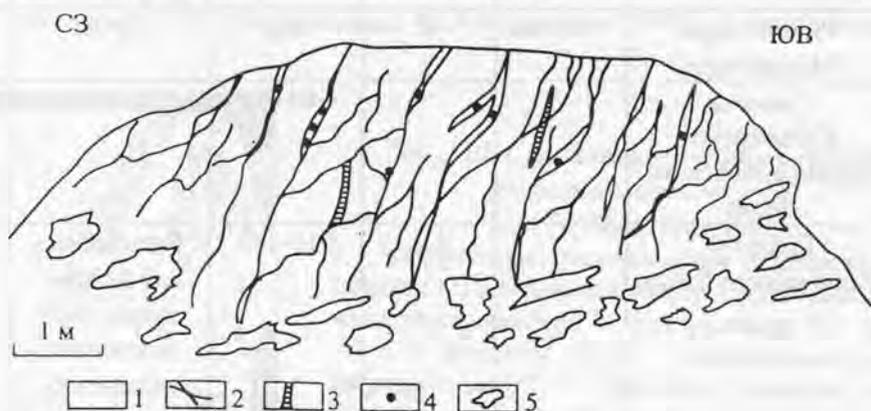


Рис. 171. Строение рудоносной зоны с видимым золотом. Зарисовка обнажения.

По (Тарбаев и др., 1996):

1 - осветленные риолиты саблегорской свиты; 2 - прожилки фуксита; 3 - кварцевые и кварц-альбитовые прожилки; 4 - скопления видимого золота; 5 - глыбовые развалы

Рудоносные зоны от вмещающих пород отчетливо отличаются по трем существенным для поисков параметрам: 1) в целом осветленной окраской риолитов; 2) присутствием обильного фуксита; 3) развитием интенсивного дробления и расланцевания.

Самородное золото на рудопроявлении развито исключительно широко. Теснейшим образом оно в пространстве и времени связано с фукситом. Не случайно в двух бороздовых пробах, материал которых существенно фукситовый, представляющих Центральную рудную зону, получены высокие содержания металла - 42 и 84 г/т (Тарбаев и др., 1996, с.19). Золото вне связи с фукситом обнаружено на рудопроявлении лишь дважды, причем в кварцевых прожилках.

О генезисе рудопроявления. Сразу же после открытия объекта о его происхождении были высказаны два полярных мнения. Первое - объект представляет собой экзотический тип плотиковых ископаемых россыпей или метаморфизованных палеощеток (Озеров, 1996). Заметим, что в 1995 г. В.С.Озеров выступил с докладом о Чудном рудопроявлении в Уральской государственной горно-геологической академии (Екатеринбург). Демонстрировавшиеся им образцы руд (тесные срастания самородного золота, несомненно, "рудного" облика с фукситом) не оставляли сомнений в том, что этот объект к выдвинутой им модели его формирования никакого отношения не имеет. Второе мнение (представление) - рудопроявление возникло гидротермальным путем; при его формировании Сг , платиноиды, Au , Cu были мобилизованы из андезитобазальтов нижней толщи саблегорской свиты, а K и легкие лантаноиды - из вмещающих пород (Тарбаев и др., 1996). Принципиальным, важным с научной и практической точек зрения является решение вопроса о времени формирования рудопроявления и о происхождении рудообразующего флюида, из которого

выкристаллизовались фуксит и ряд рудных минералов, включая изомертиит, атениит, арсенид палладия (точнее не определен), золото трех типов: с примесью Pd, Cu и Hg, а также Ag-содержащее.

В.В.Суренковым и др.(2001) изучены газовой-жидкие включения из позднего и раннего жильного кварца, альбита и кальцита Чудного проявления. В результате установлено следующее. Ранний кварц образовался при $T > 200$ °С из низкосоленого раствора (2 – 5 мас.% NaCl_{eq}). Далее T понизилась до 140 – 160 °С, а соленость раствора возросла до 21,4 мас.% NaCl_{eq} . В этот интервал времени произошло смешение глубинного флюида с поверхностными водами. Температура формирования продуктивной минеральной ассоциации не превышала 120 °С. Так как состав рудообразующего раствора был существенно NaCl-содержащим, то вполне вероятно полагать перенос Au и Pd в виде хлоридных комплексов.

Вопрос о времени формирования рудопоявления решается сейчас достаточно определенно. М.Б.Тарбаев и др. (1996) полагают (и не без оснований), что оно образовалось в результате развития двухстадийного гидротермального процесса в период после завершения герцинского метаморфизма и тектонических деформаций. Это предположение подтверждено исследованием абсолютного возраста околорудных метасоматитов объекта (см. табл. 51). На его базе можно полагать, что вторая стадия формирования рудопоявления была “спровоцирована” поздней коллизией, проявившейся повсеместно на Урале (Сазонов и др., 1996). Кстати, минеральные образования, возникшие в первую и вторую стадии образования рудопоявления, принципиально различны: для метасоматитов первой типоморфен альбит, а для второй - адуляр (в парагенезисе с фукситом). О чем это может свидетельствовать? Во-первых, не исключено, что указанные стадии являются этапами (возраст первого из них 330, а второго - 250 млн лет). Метасоматиты первого этапа относятся скорее всего к формации эйситов, а второго - березитов-лиственитов. Отсутствие карбонатов в тех и других обусловлено незначительной (до 1,5 км) глубиной их образования, о чем свидетельствует наличие адуляра и сильно обогащенного серебром золота в метасоматитах второго этапа.

Что касается золотопалладиевой минерализации, то предположение о ее связи с базальтоидами высказано в 80-х годах (Малюгин, Червяковский, Сазонов, 1986; Мурзин, Малюгин, 1987) и сейчас поддерживается практически всеми исследователями (Тарбаев и др., 1996; Галанкина и др., 1998 и др.). Принципиальный вопрос - откуда появился в значительном количестве хром, зафиксированный в фуксите? Имеющийся опыт (Сазонов, 1978, 1984 и др.) показал, что столь высокохромистый (количество Cr_2O_3 варьирует от 2,32 до 7,38 мас %) фуксит формируется только в связи с телами ультрабазитов и пикритов. Причем в удалении от тех и других больше чем на 30 м фуксит сменяется серицитом. В рассматриваемой конкретной ситуации мы видим два решения проблемы хрома. Первое - ультрабазиты (отчасти, возможно, и пикриты) были выведены к поверхности при крупных надвиговых деформациях в период коллизии. Второй - этим же путем могли быть выведены осадки, обогащенные терригенным хромшпинелидом, высвободившимся при выветривании среднерифейских ультрабазитов. Нельзя полностью сбрасывать со счетов и возможное присутствие ультрабазитов среди указанных выше террейнов. Приведенные данные не позволяют нам согласиться с мнением М.В.Фишмана и Б.А.Голдина (1998) о том, что “...ярко-зеленый фуксит, являющийся там (на рудопоявлении Чудном. - В.С.) спутником самородного золота, может сыграть роль поискового признака, аналогичного пиропу при поисках алмазов”. Фуксит - это редкость, случайность, гораздо чаще развит серицит. Конечно же, фуксит бросается в глаза, и иметь его в виду необходимо. Но в целом ориентировка должна быть, несомненно, на серицит.

В 0,9 км к ЮЗ от Чудного рудопоявления расположено Нестеровское рудопоявление, отличительной чертой которого является развитие рудных зон с фукситом по терригенным породам.

РУДОПРОЯВЛЕНИЕ “АМФИТЕАТР”

Описание проявления произведено по материалам А.М.Пыстина и В.С.Озерова (1986 г.)

Объект относится к месторождениям типа золотоносных конгломератов. Он расположен на границе двух структурных этажей, чем и обусловлена во многом дискуссионность его возраста. Разрез золотоносных отложений начинается с маломощного (0,5 - 6,4 м) пласта алевролитов, залегающего на размытой, часто закарстованной поверхности мраморов мороинской свиты (R_2). Выше залегают валунно-галечные конгломераты (мощность 1-2 м). Состав обломков очень “пестрый”, цемент хлорит-мусковитовый, часто с значительным количеством магнетита. За этими конгломератами следует горизонт рассланцованных гравелитов с прослоями (до 2 см) магнетитсодержащих песчаников и алевролитов, которые перекрываются либо маломощным (0,5-1,0 м) слоем олигомиктовых мелкогалечных конгломератов, либо мощной (до 22 м) пачкой кварц-хлорит-серицитовых алевропесчаников с магнетитом. На этих породах залегают слои полимиктовых конгломератов и гравелитов (мощность 10 м), содержащий гальки кварцитов, хлорит-серицитовых сланцев и риолитов. В верхней части разреза фиксируется без видимого несогласия с подстилающими толщами пачка кварцевых гравелитов, песчаников (мощность до 250 м), которые относятся к обеизской свите раннего ордовика.

Слои разреза невыдержанные и по простиранию, и по падению. Для него весьма характерна фациальная неоднородность. Сортировка материала слабая, что свидетельствует о континентальном происхождении золотоносных осадков. Водотоки имели крайне неустойчивый гидродинамический режим.

Золотая минерализация в описанных образованиях распределена крайне неравномерно. Максимальные содержания (до 4 г/т и больше) золота характерны для пластов рассланцованных магнетитсодержащих гравелитов и алевропесчаников. Эта закономерность свойственна как нижней, так и средней частям разреза. Самородное золото отмечается в цементе указанных пород. Обычно оно фиксируется в зернах магнетита или реже в сростаниях с ними. Исследованиями Е.И.Сорока (1997) показано, что наряду с “осадочным” золотом в породах рассмотренного разреза отмечается “гидротермальное” самородное золото. Оно приурочивается к зонкам трещиноватости пород, ассоциирует с кварцем, хлоритом и серицитом.

МЕСТОРОЖДЕНИЕ ДОДО (6)

В строении площади развития хрусталеносной кварц-жильной минерализации Приполярного Урала выделяются три структуры: гнейсовый блок, зона интенсивного смятия и рассланцевания и зона слабой дислоцированности с реликтами вулканических построек (Кузнецов и др., 1988). На этой геологической основе определились три хрусталеносные зоны: западная, центральная и восточная, состоящие из рудных полей и месторождений (рис. 172).

Для восточной зоны, приуроченной к западному крылу гранито-гнейсового блока, характерна локализация хрусталеносных полей в породах, ранее метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации, которые в коллизионный этап претерпели диафторез в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций, к выходам немногочисленных интрузивных массивов, участкам рассланцевания в зоне блокоограничивающих разломов и отдельным тектоническим нарушениям глубокого

заложения. Встречающиеся здесь хрусталеносные жилы по парагенезису минералов-спутников кварца и окологнездовым метасоматитам изофациальны вмещающим породам.

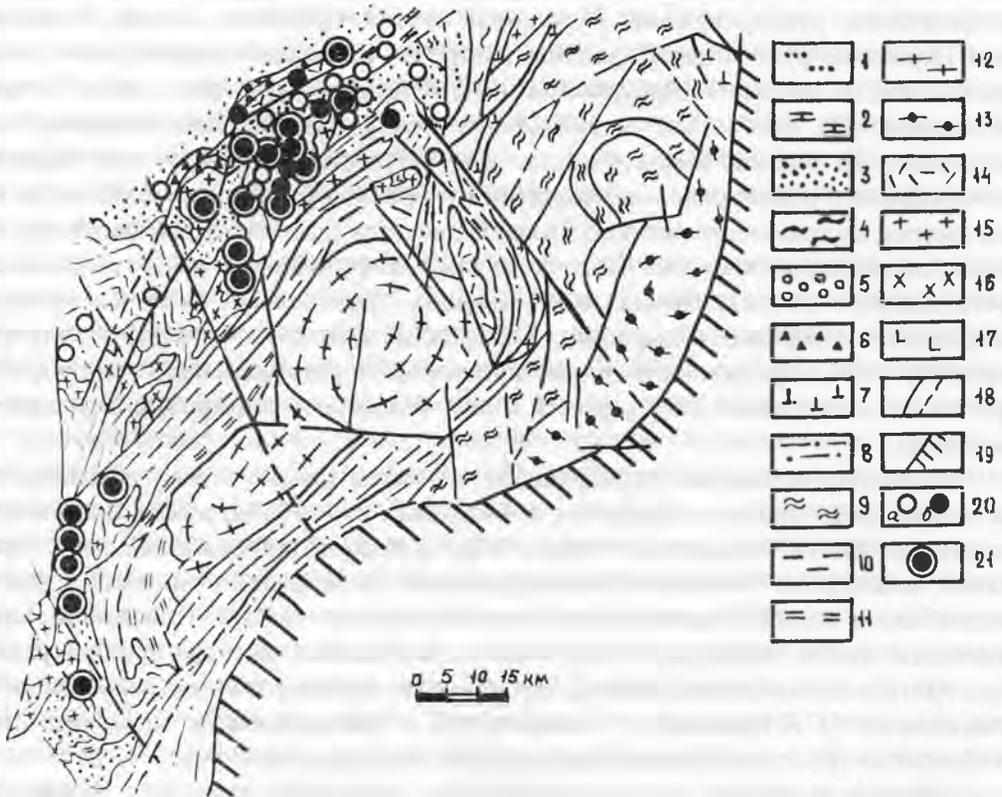


Рис. 172. Схема размещения золоторудной и хрусталеносной минерализации в структурах Приполярного Урала (геологическая основа по А.М.Пыстину, 1991): 1 - девонские известняки, глинисто-кремнистые сланцы; 2 - ордовикские известняки; 3 - терригенно-осадочная толща ордовика; 4 - кембрийско-ордовикские осадочные отложения; 5 - конгломераты и песчаники лаптопайской свиты; 6 - метавулканы саблегорской свиты верхнего рифея; 7 - метавулканы яротской свиты; 8 - кварциты, мраморы, сланцы позднего рифея; 9 - метаморфизованные парасланцы; 10 - пуйвинская свита позднего рифея: слюдяно-кварцевые сланцы с гранатом, прослоями кварцитов, мраморов; 11 - слюдяные кристаллические сланцы, мраморы раннего рифея; 12 - биотитовые и двуслюдяные гнейсы няртинского комплекса раннего протерозоя; 13 - плагиогнейсы, амфиболиты, эклогиты неркаюского комплекса; 14-16 - Кожимский комплекса: липариты (14), граниты (15), гранодиориты (16); 17- габбро-диабазы; 18 - разрывные нарушения; 19 - Главный Уральский разлом, отделяющий структуры погружения; 20 - золоторудные месторождения и проявления: а - россыпные; б - коренные; 21 - месторождения и проявления горного хрусталя

Хрусталеносные жилы имеют пластово-линзовидную форму, значительные размеры. Обычно они содержат единичные крупные гнезда, реже характеризуются многопластовыми гнездами (Кузнецов и др., 1988). Эти хрусталеносные поля можно сопоставить по развитию метаморфических и метасоматических процессов с

хрусталеносными полями Светлинского, Мироновского месторождений (Ю.Урал), сформированных в кристаллических сланцах.

Более перспективной является долгоживущая центральная зона смятия в обрамлении древнего гнейсового блока, в породах преимущественно пуйвинской свиты. Здесь выделены наиболее перспективные золоторудные и хрусталеносные поля, среди которых разрабатывались и разрабатываются крупные хрусталеносные месторождения, рудопоявления и россыпи золота. Наиболее изучено в последнее время Неройское рудное поле, границы которого на севере очерчиваются Вангыро-Маньинским, а на юге Щекурьинским глубинными разломами северо-западного простирания. По отношению к гнейсовому блоку рудное поле находится в его обрамлении, на южном выклинивании. Для Неройского рудного поля характерно цепочкообразное размещение месторождений и проявлений кварцевых объектов вдоль зоны смятия, по границе гнейсового блока. В пределах рудного поля в последнее время работы сконцентрированы на месторождении Додо, которое представлено серией хрусталеносных кварц-жильных зон, несущих значительное количество рудных минералов - сульфиды, сульфосоли, самородные элементы, окислы и теллуриды (Бурлаков, 1989), и расположено в зоне интенсивного рассланцевания, смятия, вблизи Неройского интрузивного массива, в поле развития многоэтапного дайкового комплекса.

К раннеколлизийным образованиям относятся мелкие тела плагиогранитов, плагиопорфиров, диорит-порфиритов и метадиабазов. Метадиабазы превращены в существенно биотит-хлоритовые породы с сине-зеленой роговой обманкой, полевым шпатом, аналогично "табашкам" южноуральских золоторудных месторождений. Эти метадиабазы в позднегерцинский этап претерпели складчатость. Вмещающие породы пуйвинской свиты подверглись плагиофельдшпатизации в виде широко развитых кварц-плагиоклазовых обособлений, что придает сланцам облик "полосатиков" (по терминологии Г.И.Крыловой). Аналогичные преобразования известны и на Астафьевском хрусталеносном месторождении (Огородников, 1980).

Позднегерцинские дайки диабазов, реже фельзитов залегают в субмеридиональной зоне смятия Неройского глубинного разлома, имеют субмеридиональное простирание и западное падение под углом 60-70° (Скобель, 1976). Метаморфизм пород пуйвинской свиты, вмещающих рудное поле и месторождение, характеризуется уровнем зеленосланцевой фации (Пыстин, 1991; Бурлаков, 1989). Раннщелочная стадия гидротермально-метасоматических процессов представлена порфиробластическим развитием роговой обманки и бурого биотита. Биотит образует неориентированные крупнотаблитчатые порфиробласты ($n_g = 1,645-1,658$) или мелкошуйчатые выделения типа "овоидов", как на южноуральских золоторудных и хрусталеносных месторождениях ($n_g = 1,632-1,652$). Иногда встречается в виде оторочек ($n_g = 1,651-1,657$) у кварц-карбонатных прожилков (Бурлаков, 1989).

Кварц-жильная минерализация на месторождении локализуется в трещинных структурах, секущих дайки диабазов, наиболее крупные из которых формируются еще на ранней щелочной стадии, когда взбросовые подвижки по Неройскому, Щекурьинскому и Патокскому глубинным разломам приводили к образованию системы сбросов и оперяющих их трещин отрыва. Падение давления при их заложении приводит к снижению растворимости кремнезема и образованию кварцевых жил, в то же время высокое флюидное давление стимулирует высокую чистоту жильного кварца (Страшненко, 1989). Данные жилы (I тип) образуют протяженные крутопадающие тела, сложенные прозрачным и полупрозрачным жильным кварцем, практически не сопровождающиеся околожильными изменениями и почти всегда лишенные хрусталеносных полостей. По данным Г.И.Крыловой, жилы прослеживаются на 40-60 м по простиранию, 20-30 м по падению; их мощность 3-8 м. Общие запасы особо чистого кварца по жилам достигают десятков тысяч тонн плавочного сырья.

Для кварц-жильных месторождений Кожимского района отмечается приуроченность большинства кварцевых жил и хрусталеносных гнезд либо к контактам даек диабазов, либо расположение в непосредственной близости от последних (Скобель, 1976).

II тип кварцевых жил - пологозалегающие жилы, приуроченные к пологим ступеням сдвига-взбросов и сдвига-надвигов. Их можно сопоставить с лестничными и красичными жилами золоторудных месторождений на Урале. Они характеризуются обилием ответвлений и апофиз, содержат много ксенолитов вмещающих пород. Жильный кварц в них низкой прозрачности и является в основном сырьем (шихтой) для гидротермального синтеза. В таких жилах, как правило, имеются мелкие хрусталеносные полости, локализованные со стороны лежащего бока. Размеры жил - (20-30)х(5-10)х(2-3) м. При наложении сульфидной и золоторудной минерализации жилы становятся рудными.

III тип - жилы комбинированных форм, обычно линзовидные в плане и клиновидные в поперечном сечении. Локализованы в трещинах, оперяющих разрывы. Наиболее благоприятны участки развития жил - изгибы тектонических нарушений по падению или по простиранию. Обычно это сдвига-взбросы или же сдвига-надвиги, а сами жиловмещающие нарушения - трещины отрыва, реже скальвания. Это главный тип хрусталеносных жил. Они сложены всегда непрозрачным средне- и крупнозернистым молочно-белым кварцем. На приближении к гнезду он испытывает перекристаллизацию, приобретает шестоватое строение и становится все более прозрачным. Хрусталеносные полосы располагаются на выклинивании жил по падению, или скопления бывают внутри жил на пересечении систем трещин. В частных случаях в гнездо перерабатывается вся жильная масса. Перекристаллизованный высокой прозрачности окологнездовый жильный кварц и горный хрусталь являются высококачественным промышленным сырьем. Средние размеры жил III типа (10-12)х(3-5)х(0,5-2) м. При наложении сульфидной минерализации кварцевые жилы становятся рудными. Рудные минералы перекристаллизовываются, и образуются новые минеральные виды при процессах перекристаллизации кварца и формировании хрусталеносных полостей. В таких гнездах были описаны золото, шеелит, галенит, халькопирит, блеклые руды и многие другие минералы (Буканов, 1974; Эшкин, 1965; Бурлаков, 1989).

IV тип - на месторождении имеет синоним "дайковый", т.к. жилы этого типа залегают полностью или приурочены большей частью к телам даек диабазов, кварцевых порфиров, риолитов. Морфология жил обычно бывает очень сложной, поскольку жильный материал выполняет зоны дробления в дайках, т.е. компетентных породах. Размеры жил небольшие (5-10)х(2-3)х(1-2)) м, но кварц имеет высокую степень прозрачности, за счет чего ценность его возрастает. Хрусталеносная стадия в таких жилах проявляется редко, хотя мелкие полости встречаются.

Среди гидротермально-метасоматических изменений широко развиты хлоритизация, серицитизация, окварцевание и карбонатизация. Основные отличительные черты минералогии жил месторождения Додо, как и других месторождений Неройского рудного поля, заключаются в широком развитии сульфидов: 83 % кварцевых жил содержат рудные минералы, преимущественно пирит. Другой особенностью хрусталеносных гнезд следует признать относительно широкое видовое развитие сульфидов и близких им по составам сульфосолей (Бурлаков, 1989). Максимальные содержания пирита приходятся на околожильные ореолы, что позволило Г.И.Крыловой (ВНИИСИМС) выделить эти ореолы в качестве поискового критерия для хрусталеносных кварцевых жил. Аналогично южноуральским месторождениям пиритовая минерализация не совмещается с пирротиновой, которая размещена на значительно более глубоких горизонтах. Количество пирита хорошо коррелируется со степенью хлоритизации и карбонатизации. Ореолы фиксируются на

удалении до 10-15 м от жилы. Пирит имеет кубические и пентагональные формы в комбинации с кубом, зафиксированы в ореолах хрусталоносных гнезд.

РУДОПРОЯВЛЕНИЯ РАСЬИНСКОЙ ГРУППЫ (7)

Расположено на западном склоне Северного Урала, в 105 км к СВВ от г. Красновишерска. Наибольшей известностью пользуется Чувальская кварцевая жила. Она находится на правом берегу р. Вишеры, в 1,5 км выше устья р. Нижняя Чувалка. В этой жиле еще в 1892 г. Д.С. Штрейнбергом было обнаружено самородное золото. Позднее (1938 г.) А.А. Авериным показано, что на отдельных участках концентрация золота достигает промышленных масштабов.

Рудопроявления контролируются Мойвинско-Кутимской зоной смятия, которая контролируется мелкими сильно вытянутыми в меридиональном направлении телами ультрабазитов и гранитоидов. Эта зона прослеживается через Северный и Средний Урал, и на всем протяжении она трассирует размещение золоторудных объектов (Аблизин и др., 1968). Природа зоны надвиговая: по ней произошло надвигание крупных пластин (Чувальской, Порожнинской и Киркаменской), сложенных раннепротерозойско-кембрийскими породами, одна на другую. Пластины сильно перемещены к западу и перекрыты слабо метаморфизованными палеозойскими отложениями.

Расьинские проявления расположены в пределах Чувальской пластины. Она имеет пологое залегание, которое осложняется складчатостью скальвания широтного простиранья. Сланцеватость, параллельная пологому залеганию пород, пересекается крупными меридиональными трещинами отдельности. Также ориентированы сбросовые и взбросовые нарушения, пересекающие указанную тектоническую пластину. На поверхности надвига породы брекчированы, милонитизированы, здесь развиты многочисленные кварц-карбонатные жилы.

Площадь рудопроявлений сложена венлокскими породами сланцево-карбонатной толщи: углисто-глинистыми, глинисто-карбонатными сланцами, рассланцованными известняками, углисто-кремнистыми сланцами с прослоями кварцевых песчаников и доломитов.

Магматиты представлены здесь дайками диабазов (длина до 500 м, мощность до 50 м). Гранитоиды от рудопроявлений располагаются в 8 - 10 км (Мойвинский и Велсовский массивы).

В венлокских сланцах в целом и особенно в серицитизированных глинисто-карбонатных сланцах развито большое количество кварц-кальцитовых линз и жил. Очень часто жилы и линзы фиксируют седловидные части мелких складок сколового происхождения. Наибольшее количество этих образований установлено на контакте литологически различных пород, в частности углистых и карбонатных сланцев. Зоны, в которых развиты указанные жилы и линзы, имеют мощность в пределах от 1 до 10 м.

В кварц-кальцитовых жилах установлена вкрапленность галенита, сфалерита, халькопирита и блеклых руд. В боковых породах отмечается пирит. Содержание золота (по сотням проб) колеблется от "следов" до 0,9 г/т. Лишь в одной из них оно составляет 3,1 г/т. В некоторых жилах установлено самородное золото в виде частиц до 0,85 мм. В ряде случаев свободное золото было зафиксировано в сланцах, причем на участках без проявления гидротермально-метасоматических изменений. Всего выявлено 50 точек минерализации со свободным золотом (Геология ... , 1972). Форма золотин - игловатая, дендритовидная, октаэдрическая.

На характеризуемой площади имеются кальцит-кварцевые жилы, например Чувальская, Плита и др., в которых развита обильная полиметаллическая минерализация с видимым золотом. Эти жилы приурочены к участкам межпластового

дробления, брекчирования и отслоения, заложенным в силурийских породах во время надвиговых перемещений. Чувальская жила расположена в нижней части пачки глинисто-карбонатных сланцев (S_w) с субмеридиональным простиранием и падением на северо-восток под пологим ($10-12^\circ$) углом. Прослеженная длина зоны развития прожилков 200 м. Ее простирание северо-восточное (азимут 37°), падение юго-восточное (угол 25°).

Жилы сложены кварцем двух генераций. Текстура кварца мелкодрузовая и полосчатая. В друзах развиты хрусталь, кальцит, сульфиды (сильно преобладает пирит). Полосчатость “отрисовывается” параллельно расположенными “слоями”, обогащенными кальцитом и сульфидами. Количество сульфидов (пирит, блеклая руда, галенит, сфалерит, халькопирит) достигает 15-20, в среднем составляя 5 мас.%. Изредка фиксируются самородные золото и серебро.

Золото в сульфидах концентрируется в следующих количествах (г/т): блеклая руда 27,1; галенит 5,5; сфалерит 68,8. В сланцах - реликтах в жилах - содержание Au достигает 7,45 г/т. Величина золотинок в кварце и сульфидах колеблется в пределах 0,05 - 0,5 мм, иногда она возрастает до 1 - 2 мм. Форма золотинок изометричная, угловатая, чешуйчатая, пленочная; очень редко отмечается золото в виде кристаллов. Видимое золото наиболее тесно связано с блеклой рудой и халькопиритом - выделяется по границам зерен этих минералов и в трещинках по ним. Достаточно часто встречаются золотинок в кварце, вне связи с сульфидами. Зона развития кварц-карбонатных жил и прожилков сульфидов, мощность и протяженность которой отмечены выше, концентрирует Au в количестве от “следов” до 103,8, в среднем 10 г/т. В боковых породах на мощность 0,5 - 1,0 м количество этого металла достигает 3,9 г/т. Пробность золота проявлений Расьинской группы 849 - 875.

Жила Плита приурочена к нижней части пачки серицитизированных глинисто-карбонатных сланцев. Висячем боку жилы развита серицитизация боковых пород. Прослеженная длина жилы 500 м. Ее мощность по падению изменяется в пределах 0,1 - 2,0 м.

Кальцит-кварцевая хрусталеносная жила по строению и минерализации аналогична Чувальской. Рудные минералы в ней те же, и количество их сопоставимое. Вместе с сульфидами фиксируется видимое золото. На отдельных участках жила сопровождается группами секущих прожилков, развитых по кливажу скалывания. В прожилках кварц и сульфиды те же, что и в самой жиле. Установлено в них и самородное золото.

Подытоживая сказанное, подчеркнем, что значительная площадь правобережья р. Вишеры (от Расьинских проявлений вверх по течению на 6-7 км) и некоторая часть ее левобережья (вблизи Чувальской и др. золоторудных жил) является перспективной для выявления золотого оруденения кварц-жильного и метасоматического типов, а также хрусталеносной минерализации в друзовых полостях кварц-кальцитовых жил. В районе железорудных месторождений (левобережье р. Вишеры) развита линейная кора выветривания до глубины 100 м. Содержание золота в ней повсеместно достигает 0,6 г/т. Очевидно, эта кора сформировалась за счет минерализованных зон метасоматитов. Выяснение реальной сути этого явления - наиболее важная задача в оценке перспектив рассмотренной площади.

МЕСТОРОЖДЕНИЕ ДОЛГИЙ МЫС (14)

Месторождение расположено на Среднем Урале, непосредственно у тракта с.Никола-Павловское – пос.Петрокаменск, в 2 км на восток от пос. Новоасбест. Золотоносные россыпи и редкие кварцевые жилы установлены здесь в прошлом столетии. В 1933 - 34 гг. поисково-разведочными и эксплуатационными работами

(редкими шурфами с кваршлагами) прослежена узкая полоса сланцев длиной около 0,5 км с несколькими золото-сульфидно-кварцевыми жилами. Некоторые из них кратковременно разрабатывались до глубины 25-35 м и по длине не более чем на 25 м.

В 1955-1958 гг. был установлен новый промышленный тип золотого оруденения - золотосульфидное, прожилково-вкрапленное в сланцах (В.М.Медяков, Н.И.Махунов), была открыта Первая рудная залежь.

Поисковые и предварительные разведочные работы были прекращены в 1965 г. Некоторые рудные тела вскрыты горными выработками до горизонта 40 м, а буровыми скважинами в среднем до горизонта 100-150 м; одиночные скважины характеризуют горизонты 250-350 м. В 1978-1981 гг. месторождение отработывалось старательской артелью. Район месторождения изучали С.Г.Заводчиков, П.И.Кутюхин, М.Н.Альбов, Л.И.Крутиков, П.И.Чернышев, С.П.Духнин, В.М.Медяков, П.В.Серов, А.П.Пономарев, Ю.Л.Костанян, Б.Н.Леготкин, В.Е.Мочалов и др. Вещественный состав пород и руд месторождения изучали Л.А.Меркурьева, Э.Ф.Сундуков, В.Н.Сазонов.

Район расположен в зоне сочленения положительной и отрицательной структур второго порядка. В региональном плане пункты проявления золоторудной минерализации контролируются крупными субмеридиональными тектоническими разломами. Большая их часть отчетливо приурочена к экзо-, реже эндоконтактной зоне массивов гранитоидов тоналит-гранодиоритовой формации, меньшая - локализуется в надинтрузивной зоне таких массивов. В последнем случае оруденение отчетливо фиксируется в зонах рассланцевания и дробления. Кварцевые жилы и зоны прожилково-вкрапленной минерализации локализуются преимущественно среди туфогенно-осадочных (преобладают туфовые разности андезит-базальтового и базальтового составов) пород ($O_3-S_1 - D_1$). В направлении с юга на север обнажаются породы все более и более молодого возраста.

В районе широко развиты ультрабазиты, а также магматиты от основного до кислого составов. Ультрабазиты представлены гарцбургитами, реже дунитами и пироксенитами, обычно серпентинизированными. В северной и северо-восточной частях района, часто в контакте с ультрабазитами отмечаются габбро, диориты, кварцевые диориты и плагиограниты. Массивы плагиогранитов или их апофизы пересекают массивы габбро, но сами в свою очередь пересекаются кварцевыми диоритами и гранодиоритами тоналит-гранодиоритовой формации. Возраст гранитоидов, относящихся к последней, определенный калий-аргоновым методом, равен 285 млн лет (Сазонов, 1975), то есть соответствует границе карбона и перми. Контакты массивов ультрабазитов и габброидов повсеместно тектонические. Они (эти породы) представляют собой комплекс меланократового основания ($O-S_1$), которые в раннем-позднем девоне претерпели сложные тектонические перемещения с образованием протрузий (Малахов, 1983).

Месторождение локализуется в небольшом флексуорообразном изгибе сланцевой полосы, принимающей здесь северо-восточное направление (аз. $30-40^\circ$), а южнее и севернее - субмеридиональное простирание (рис.173). Этот изгиб повторяет изгиб контура восточной части Восточно-Тагильского массива ультрабазитов.

Экзоконтакт ультрабазитов на широте рудного поля слагают лландоверийские породы невьянской свиты (мощность 350-400 м). В полном разрезе свиты выделяются (снизу-вверх): парасланцы серицит-углисто-кремнистые, углисто-хлорит-кремнистые и кремнистые сланцы, филлитовые сланцы с подчиненными мраморизованными известняками; зеленые сланцы с переменным количеством эпидота, цоизита, альбита, амфибола и хлорита, частично амфиболиты; сланцы кварц-биотитовые, кварц-амфиболовые, кварц-серицитовые; пироксен-плагиоклазовые порфириды. В третьем и меньше во втором горизонтах находятся тальковые, тальк-хлоритовые, хлоритовые, актинолитовые сланцы - метаморфические производные от мелких линзовидных тел ультрабазитов; в первом горизонте они отсутствуют.

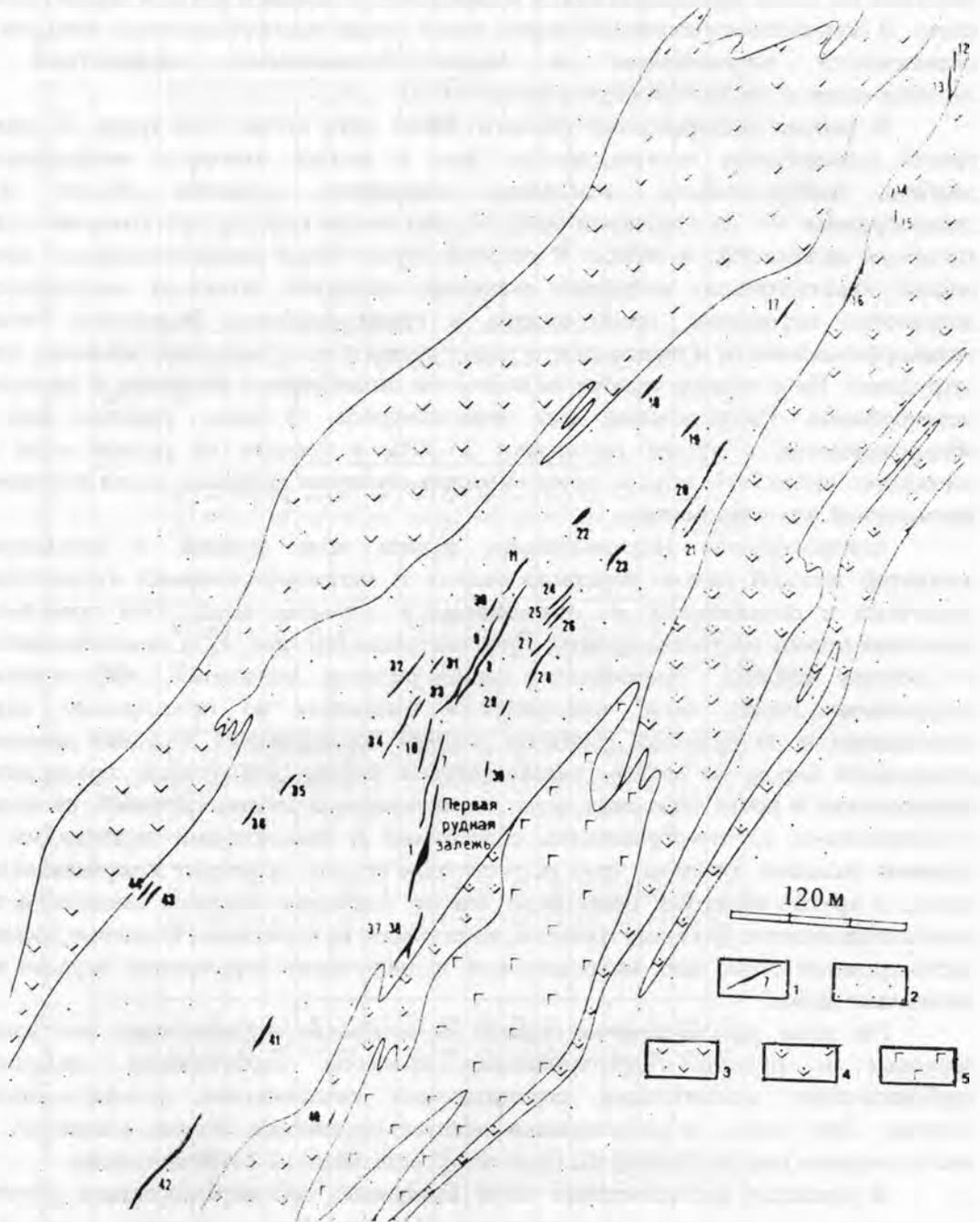


Рис. 173. Схема размещения рудных тел прожилково-вкрапленного типа на месторождении Долгий мыс. По (Леготкин, 1972):

1 – рудные тела (золотосульфидные, прожилково-вкрапленные) и их номера; 2 – метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы; 3 – серпентиниты апипроксенитовые; 4 – то же, оталькованные, хлоритизированные; 5 – габбро

Породы свиты в западной части падают на запад под ультрабазитовый массив, а в восточной части образуют крутую асимметричную антиклинальную складку третьего порядка с углами падения крыльев 75-85°. Рудное поле приурочено к северному замыканию складки, осложненной многими разрывными нарушениями.

В более восточных и южных участках выходят верхнесилурийско-нижнедевонские породы шуралинской (пышминской) свиты. Они трансгрессивно налегают на толщи невьянской свиты и окаймляют с запада и востока Кировградскую свиту. В основании шуралинской свиты лежит толща мраморизованных известняков, сменяющихся андезитовыми и андезито-базальтовыми порфиритами, их лавобрекчиями и туфами (мощность около 400 м).

В районе месторождения развиты дайки двух возрастных групп. К ранней группе сравнительно многочисленных даек и силлов относятся микродиориты, диабазы, габбро-диабазы, диабазовые порфириты, развитые обычно среди дайкообразных тел апопироксенитовых серпентинитов (иногда протягивающихся на несколько километров) и габбро. К поздней группе более распространенных даек и силлов, комагматичных интрузиям кварцевых диоритов, относятся микродиориты, диоритовые порфириты, гранит-аплиты и гранит-порфиры. Вследствие сильной метаморфизованности и выветрелости пород рудного поля выделение жильных пород затруднено. Их с трудом удается выявлять по своеобразным реликтам и продуктам метаморфизма. Распределение даек неравномерное. В иных участках они не обнаруживаются, в других составляют 25-30%; в среднем на рудном поле они составляют около 3-5% объема пород. Участки сгущения дайковых пород отличаются повышенной золотоносностью.

Контролируется Долгомысовское рудное поле мощной и протяженной изогнутой полосой сильно деформированных и метаморфизованных вулканогенно-осадочных и подчиненных им интрузивных и жильных пород. Эта существенно сланцевая полоса построена сложно. Прослой-линзы (см. рис. 173) разнообразнейших по составу сланцев, заключающих линзы-реликты осадочных, эффузивных и интрузивных пород, часто чередуются и сменяются по простиранию, вкрест простирания и по падению. Наиболее поздняя последайковая дорудная разрывная деформация пород, во многом унаследовавшая ранние деформации, проявилась в остросекущих и почти согласных, реже диагональных сколовых трещинах, связанных со сдвиговыми, сдвиго-сбросовыми, сбросовыми и межслоевыми подвижками. По падению сколовые трещины, чаще остросекущие крутые, переходят в вертикальные и иногда в крутые обратные; более редки сколы, согласные с ранней сланцеватостью; намечаются пологие сколовые трещины, пока совсем не изученные. Сколовые трещины часто проходят около даек микродиоритов и диоритовых порфиритов, нередко косо пересекают дайки.

На зоны рассланцевания, смятия и дробления неравномерно наложились дорудные и рудные гидротермальные процессы хлоритизации, железистой карбонатизации, альбитизации, серицитизации, окварцевания, сульфидизации с золотом. Эти зоны и локализовали золотое оруденение. Кроме указанных, на месторождении широко проявлены процессы березитизации-лиственнитизации.

В пределах месторождения нами выполнено специализированное изучение площадных и локальных метасоматитов. Исследовались продукты следующих гидротермально-метасоматических процессов: раннего щелочного (актинолитизация, скарнирование, калишпатизация, мусковитизация, серицитизация и др.), кислотного выщелачивания (березитизация-лиственнитизация, образование кварц-серицитовых метасоматитов и др.), а также позднего щелочного (послеберезитовые серицитизация и хлоритизация).

Метасоматиты ранней щелочной стадии. Представлены продуктами актинолитизации, антигоритизации ультрабазитов, талькитами и хлорититами

Таблица 52

Химический состав (мас.%) метасоматитов и их исходных пород месторождения Долгий мыс. По (Сазонов, 1985)

Компо- нент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	37,78	38,94	30,02	43,00	35,50	31,45	36,62	69,78	52,72	46,82	47,04	63,82
TiO ₂	0,02	0,98	0,02	0,04	0,02	0,01	0,11	0,11	0,58	0,82	0,90	0,16
Al ₂ O ₃	0,91	11,10	0,05	0,82	1,31	0,39	3,21	0,97	18,65	15,53	18,52	17,77
Cr ₂ O ₃	0,34	0,01	0,32	0,17	0,28	0,56	0,20	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe ₂ O ₃	3,22	0,22	1,54	0,10	0,21	0,54	0,10	0,01	3,77	2,10	2,91	1,32
FeO	3,82	11,42	3,11	4,40	4,49	4,81	6,70	3,47	5,52	7,35	11,20	3,54
Fe	-	-	-	-	-	-	0,11	0,01	-	-	-	-
MnO	0,07	0,51	0,10	0,25	0,11	0,02	0,18	0,06	0,15	0,14	0,17	0,06
MgO	38,01	17,93	24,98	17,32	12,22	33,78	20,95	5,67	3,25	8,80	3,62	1,90
CaO	0,20	3,66	13,86	11,82	16,94	0,28	4,40	6,78	8,22	7,87	10,40	4,28
Na ₂ O	0,08	0,06	0,04	0,06	0,06	0,10	0,14	0,12	2,64	2,53	2,30	4,08
K ₂ O	0,03	0,03	0,01	0,06	0,17	0,09	0,37	0,14	1,22	0,37	0,43	0,94
P ₂ O ₅	0,01	0,21	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,03	0,31	0,10	0,19	0,12
S	0,01	0,01	0,11	0,03	0,03	0,13	0,13	0,01	0,02	0,02	0,01	0,03
H ₂ O ⁺	11,85	7,64	4,00	2,20	0,85	1,64	1,64	0,82	2,80	5,20	2,50	2,24
CO ₂	3,30	7,18	22,58	20,00	27,60	25,65	25,65	12,53	0,05	5,40	0,20	0,10
Сумма	99,65	99,90	100,75	100,30	100,05	99,52	99,52	100,55	99,91	99,86	100,40	100,37

Компонент	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
SiO ₂	41,58	63,80	41,16	63,98	69,50	67,50	1,10	0,24	0,18	5,10	32,78
TiO ₂	1,49	0,17	0,01	0,42	0,38	0,30	0,02	0,02	0,02	0,10	1,78
Al ₂ O ₃	14,50	17,90	17,77	15,13	11,58	14,20	0,05	0,05	0,05	2,69	13,91
Cr ₂ O ₃	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	-	0,00	0,00	0,01	0,08	0,02
Fe ₂ O ₃	1,77	1,15	0,97	1,61	1,70	0,63	0,10	0,07	0,18	0,77	1,09
FeO	3,80	3,04	7,64	5,86	1,56	2,51	0,18	0,21	0,57	1,70	12,72
Fe	1,81	-	0,10	-	2,25	0,26	-	-	-	-	0,24
MnO	0,17	0,06	0,12	0,12	0,03	0,09	0,02	0,01	0,01	0,01	0,49
MgO	3,59	1,86	2,68	1,74	1,22	0,81	0,50	0,25	9,22	0,88	6,42
CaO	9,90	4,39	8,02	5,00	1,51	1,41	54,24	55,51	44,63	47,24	9,46
Na ₂ O	3,45	4,12	4,26	3,20	2,00	4,72	0,06	0,06	0,04	0,04	3,30
K ₂ O	1,78	0,81	2,40	1,38	2,55	4,50	0,03	0,003	0,03	0,51	0,90
P ₂ O ₅	0,07	0,11	0,32	0,10	0,07	0,18	0,01	0,01	0,01	0,05	0,16
S	2,08	0,03	0,11	0,05	2,58	0,30	0,01	0,01	0,01	0,08	0,27
H ₂ O ⁺	3,50	2,40	2,66	0,60	1,72	0,87	0,40	0,60	0,50	1,40	4,08
CO ₂	11,47	0,23	11,49	0,28	2,02	1,85	43,44	43,40	45,20	39,22	13,21
Сумма	100,98	100,08	99,72	99,48	100,73	100,30	100,16	100,47	100,66	99,82	100,83

Примечание. 1-8 - антигоритовые серпентиниты и продукты их лиственитизации: 1,2 - антигоритовый серпентинит карбонатизированный (1) и хлоритизированный (2), 3,4 - тальк-карбонатный метасоматит, 5-7 - лиственит, 8 - окварцованный лиственит; 9-15 - габбро уралитизированные, эпидотизированные и продукты их лиственитизации: 9-11 - габбро, 12,13 - хлорит-карбонат-альбит-серицитовый метасоматит, 14,15 - кварц-серицит-альбит-карбонатный метасоматит; 16,17 - кварцевые диориты и продукты их березитизации: 16 - эпидотизированный и хлоритизированный кварцевый диорит, 17 - кварц-серицит-карбонат-альбитовый метасоматит; 18 - березитизированный гранодиорит (кварц+серицит+альбит+карбонат+микроклин); 19-22 - известняки и продукты их лиственитизации: 19 - известняк, 20,21 - кальцит-доломитовый метасоматит, 22 - лиственит; 23 - кварц-серицит-альбит-карбонатный метасоматит по углисто-кремнистым сланцам - продукт березитизации последних); Fe - количество железа, связанного с серой в пирите.

по антигоритовым серпентинитам; скарнами и эпидозитами по породам основного состава, преимущественно вулканогенным; калишпатизированными и мусковитизированными гранитоидами; продуктами аллохимического зеленокаменного изменения (актинолит-эпидотовой и эпидот-хлоритовой минеральных фаций) пород основного состава.

Актинолитизированные пироксениты встречаются преимущественно в западной части района, в зоне субмеридионального разлома. Фиксируются они в виде небольших самостоятельных тел, обычно в той или иной мере серпентинизированных, или в виде реликтов среди серпентинитов. Актинолитизация пироксенита протекала в условиях привноса алюминия и выноса магния и кальция.

Антигоритовые серпентиниты (химический состав см. в табл.52, №1) существенно преобладают над другими разностями этих пород в районе. Характерные черты условий их залегания и особенности развития по серпентинизированным гарцбургитам и пироксенитам рассмотрены в (Сазонов, 1978, с.38). Там же детально охарактеризованы процессы талькитизации и хлоритизации антигоритовых серпентинитов. В связи с этим мы здесь отметим только то, что в рассматриваемом районе, как и в целом ряде мест Среднего и Южного Урала, развиты хлорититы двух типов: возникшие в процессе формирования долиственитовой метасоматической зональности на контакте антигоритовых серпентинитов с магматитами средне-кислого состава; не имеющие видимой связи с названными магматитами, возникшие, по-видимому, в результате воздействия на серпентиниты растворов, обогащенных в значительной мере алюминием (Сазонов, 1978, с.56). Мы, однако, не исключаем, что на характеризуемой площади, как и на Пышминском месторождении (Сазонов, 1975), возможны случаи синхронного развития хлоритизации по актинолитизированным пироксенитам и оталькования по серпентинитам. При хлоритизации серпентинитов обычно образуется небольшое количество карбоната, происходит замещение хромшпинелида и магнетита. Карбонат представлен железистым доломитом. Основной привносимый элемент в этом процессе - алюминий, а выносимые - кремний и магний. Талькитизация серпентинитов протекает в условиях привноса кремния и выноса магния. Отчетливо наблюдается "растворение" магнетита и хромшпинелида.

Скарнирование развивается по вулканитам андезит-базальтового состава (Сазонов, 1978, с. 212), а также на контакте их с известняками (химический состав см. в табл. 52, № 19). Скарны образуют жилоподобные тела мощностью от 0,2-0,3 до 2-3 м. Протяженность их не превышает первых сотен метров. Состав эпидот-гранатовый. Гранат представлен альмандином (преобладает в разностях скарнов по вулканитам) и андрадитом (наиболее характерен для биметасоматических скарнов, образовавшихся на контакте известняков с вулканитами основного состава). Скарнирование пород произошло раньше их лиственитизации. Это доказывается синхронными лиственитизацией скарнов и березитизацией кварцевых диоритов около кварцевых жил, залегающих на контакте названных пород. Эпидозиты, довольно широко развитые в районе, возникли до березитов-лиственитов, но позднее скарнов. Обычно они образуют тела, сопоставимые по масштабам с таковыми скарнов. Иногда они фиксируются в качестве оторочек (до 20-50 см) около кварцевых жил, содержащих гранат и эпидот.

Калишпатизация и мусковитизация наблюдались нами в гранодиоритах. Продукты этих процессов фиксируются в приведенных породах в виде "пятен" неправильной формы, которые отчетливо контролируются зонами рассланцевания и мелкой трещиноватости. Калишпатизация проявляется в развитии ксеноморфных зерен (до 1-1,5 мм) решетчатого микроклина; в редких случаях образуются агрегатные скопления этого минерала. Микроклин в породе замещает главным образом плагиоклаз. Иногда он образует прожилковидные выделения в амфиболе и биотите. При интенсивной калишпатизации замещению подвергается кварц. Количество калишпата в максимально переработанных породах достигает 30-40 об. %.

Мусковитизация - более поздний процесс по сравнению с калишпатизацией. Ее продукты представлены мусковитизированными (мусковит - чешуйки до 2 мм, имеющие бледно-зеленую окраску) гранодиоритами. Причем, в районе выделяются как площадные (мусковит с едва проявленным зеленоватым оттенком), так и локальные (у мусковита отчетливо проявлен зеленоватый оттенок) зоны развития мусковитизации. Данными об их возрастных взаимоотношениях мы не располагаем.

Метасоматиты актинолит-эпидотовой и эпидот-хлоритовой минеральных фаций в районе распространены чрезвычайно широко. Они представлены продуктами аллохимического метаморфизма пород основного и среднего составов. Метасоматиты, относящиеся к первой минеральной фации, имеют площадное распространение, а второй - локальное; последние отчетливо приурочиваются к зонам тектонического дробления и расщепления. Метасоматиты с актинолит-эпидотовым парагенезисом являются более высокотемпературными по сравнению с их разностями, представленными эпидот-хлоритовым парагенезисом.

Метасоматиты стадии кислотного выщелачивания. Представлены самыми различными (по составу исходных пород) фациями березитов-лиственитов, а также образованиями кварц-серицитовой формации метасоматитов по диабазам. Березиты-листвениты подробно охарактеризованы в (Сазонов, 1984), поэтому здесь мы отметим лишь наиболее важные черты этих образований. Прежде всего, ореолы березитизации-лиственитизации имеют отчетливое концентрически-зональное строение. Химические составы метасоматитов и их исходных пород приведены в табл.52 (№ 2, 4, 6 - 9, 11 - 18, 21, 23), а слагающих их минералов - в табл. 53 (№ 1-4, 6, 9, 10, 13). Исследование на основе методики, приведенной в (Сазонов, 1980), показало, что в большинстве случаев названные ореолы эродированы незначительно: уровень эрозии, как правило, располагается выше верхней выклинки внутренней зоны тел метасоматитов. Химический состав березитизированных-лиственитизированных пород (см. табл. 52) близок к среднему составу изофациальных метасоматитов березит-лиственитовой формации (Сазонов, 1975). Химический состав минералов из этих пород (см. табл. 53) сопоставим с составом минералов этих образований из других районов Урала (Сазонов, 1975, с. 69-98).

Метасоматиты березит-лиственитовой формации можно подразделить на две группы: 1) относительно низкотемпературные и малоглубинные ($T=230-300^{\circ}\text{C}$, $P=0,4 - 1,1$ кбар) и 2) относительно низкотемпературные и глубинные ($T=320-355^{\circ}\text{C}$, $P=1,5-2,0$ кбар). Метасоматиты первой группы на основе величины PT -параметров их формирования сопоставимы с березитами-лиственитами полиметаллических и золото-полиметаллических объектов, а второй группы - с этими метасоматитами из наиболее глубинных золоторудных месторождений Урала (Сазонов, 1984). Очевидно, более глубинные и более высокотемпературные березиты-листвениты формировались в условиях более щелочной среды минералообразования. Не случайно в них, в том числе и в апосерпентинитовых разностях, часто отмечается альбит - чрезвычайно редкий минерал березитов-лиственитов, в особенности апоультрабазитовых лиственитов.

Метасоматиты кварц-серицитовой формации распространены на характеризуемой площади незначительно. Данными об их возрастных соотношениях с березитами-лиственитами мы не располагаем, но на основе материалов, полученных на Среднем и Южном Урале (Сазонов, Контарь, 1983), а также на месторождении Долгий Мыс (рис. 174), можно считать их образовавшимися до березитов-лиственитов.

В пределах месторождения установлена серия зон развития продуктивной минерализации (см. рис.173, 174). Большая часть таких зон контролируется согласными разломами, меньшая - несогласными, а также участками сопряжения согласных разломов с несогласными.

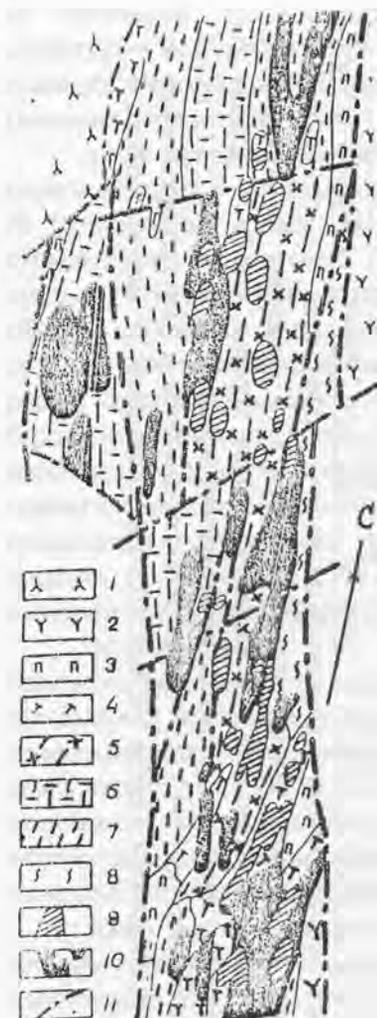


Рис. 174. Характер взаимоотношений зон развития золоторудной минерализации прожилково-вкрапленного типа с ореолами березитизации-лиственнитизации горных пород в пределах месторождения Долгий Мыс. По (Сазонов, 1985):

1, 2 - порфириды базальт-андезитовые (1) и андезит-базальтовые (2); 3 - порфиритоиды; 4 - тальк-карбонатные породы, реже (преимущественно в северном блоке) талькиты; 5 - существенно хлоритовые метасоматиты по эффузивам основного состава, отчасти по серпентинитам; 6 - кварц-серицит-хлоритовые сланцеватые метасоматиты; 7 - кварц-хлорит-серицитовые метасоматиты; 8 - существенно серицитовые метасоматиты; 9 - ореолы березитизации-лиственнитизации пород; 10 - зоны минерализации; 11 - зоны тектонического дробления и рассланцевания

Метасоматиты, развитые в пределах месторождения, отчетливо подразделяются на две группы: 1) сформировавшиеся до березитов-лиственитов (антигоритизация ультрабазитов, хлоритизация и талькитизация антигоритовых серпентинитов, эпидотизация габброидов, зеленокаменное преобразование пироксен-плаггиоклазовых порфиритов, развитие "рудноносных" сланцев - кварц-серицитовых, кварц-серицит-хлоритовых и др.); 2) являющиеся околорудными изменениями кварц-жильных образований (березиты-листвениты с сопутствующим оруденением, а также метаморфизованная более ранняя минерализация).

Антигоритовые серпентиниты (химический состав см. в табл. 52) развиты на небольшом (0,5-1,0 км) удалении к западу от месторождения. В пределах последнего они превращены в талькиты, участками хлоритизированы. В местах развития хлоритизации иногда фиксируются гнездовые выделения серицита (см. табл. 53, № 5). Но, пожалуй, наиболее распространенными на площади месторождения (см. рис. 174) являются тальк-карбонатные породы и листвениты по серпентинитам (химический состав см. табл. 52, № 3, 5). Карбонат в названных метасоматитах представлен магнезит-брейнеритом и парагенезисом его с доломит-анкеритом (см. табл. 53, № 12).

Габбро подвергнуты площадной эпидотизации (химический состав приведен в табл. 53, № 10). На участках максимального развития эпидотизации фиксируются кварцевые жилы с эпидотовыми, реже биотит-эпидотовыми оторочками. Позднее эпидотизации в габбро проявились хлоритизация и лиственнитизация. Развитие хлоритизации отчетливо приурочено к маломощным (до 1-2 м) зонам рассланцевания и дробления. Хлорит (обычно прохлорит) замещает актинолитизированную зеленую роговую обманку и эпидот. Плаггиоклаз при этом деанортизируется. Текстура породы

Таблица 53

Химический состав (мас.%) минералов некоторых горных пород района месторождения Долгий Мыс и продуктов их метасоматоза.
По (Сазонов, 1985)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	35,56	46,40	26,53	45,66	44,66	27,72	26,98	28,98	29,54	28,94	-	-	-
TiO ₂	1,82	0,81	0,48	1,16	0,17	0,29	1,29	0,97	0,67	1,22	-	-	-
Al ₂ O ₃	19,21	31,11	20,72	33,80	34,52	21,25	26,96	22,72	23,14	25,01	-	-	-
Cr ₂ O ₃	нет	нет	-	нет	0,08	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃	2,02	3,80	3,59	1,00	0,40	1,01	2,80	2,34	3,20	1,40	-	-	-
FeO	18,66	0,89	24,07	0,35	1,79	22,80	24,78	23,52	21,49	20,69	2,42	3,44	0,61
MnO	0,16	нет	0,22	0,04	0,08	0,28	0,04	0,23	0,21	0,09	0,60	0,16	0,19
MgO	11,00	0,80	10,80	1,20	1,20	15,60	5,40	10,80	10,86	11,10	3,40	38,30	1,85
CaO	0,56	0,28	0,28	нет	0,28	0,28	нет	-	-	-	49,50	7,40	53,50
Na ₂ O	0,06	0,46	0,06	0,29	сл.	0,06	сл.	Сл.	Сл.	Сл.	-	-	-
K ₂ O	6,32	9,90	0,12	10,58	10,54	0,51	нет	0,08	0,06	0,10	-	-	-
CO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	43,77	50,50	43,80
H ₂ O ⁺	4,80	4,63	12,41	5,40	6,19	10,99	11,71	10,38	11,97	11,76	-	-	-
Сумма	100,17	99,08	99,28	99,48	99,56	100,79	99,96	99,58	100,74	100,31	99,69	99,80	99,95

Примечание. 1 - биотит из метаморфизованного (биотит+эпидт+хлорит+альбит) андезит-базальтового порфирита; 2 - серицит из березитизированного гранодиорита (кварц+серицит+хлорит+карбонат); 3 - хлорит из той же породы, что 2; 4 - серицит из березита по гранодиориту; 5 - серицит из прожилка в хлоритовом апосерпентинитовом метасоматите; 6 - хлорит из той же породы, что 1; 7 - хлорит из рудоносного существенно хлоритового метасоматита; 8-10 - хлорит из кварц-серицит-хлоритового метасоматита по той же породе, что 7; 11 - смесь кальцита (сильно преобладает) и доломит-анкерита из того же метасоматита, что 8-10; 12 - смесь доломит-анкерита и магнезит-брейнерита из апосерпентинитового тальк-карбонатного метасоматита; 13 - кальцит из известняка. Пробы 1-4, 6, 9, 10, 13 из проявления кварц-жильного, 5, 7, 8, 11, 12, - прожилково-вкрапленного типов.

из массивной преобразуется в пятнисто-полосчатую, участками листоватую, а структура - из габбровой в лепидогранобластовую. Апогаббровые листвениты, как правило, мелкозернистые, состоящие из кварца (15-20 об.%), серицита и карбоната (доломит-анкерит+кальцит).

Алопорфировые продукты лиственитизации представлены минеральными парагенезисами с альбитом, хлоритом (химический состав метасоматита см. в табл. 52, № 10, хлорита - в табл. 53, № 8). Кварц-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые и существенно хлоритовые сланцы также подвергаются березитизации-лиственитизации. Причем по их существенно хлоритовым разностям развиваются обычно массивные метасоматиты, по цвету, минеральному и химическому составу сильно похожие на листвениты по габбро и андезит-базальтовым порфирирам. По мере роста кварцевой и серицитовой составляющих в сланцах преобразование их в березиты-листвениты происходит "труднее": они большей частью насыщаются только карбонатом (доломит-анкеритом) и иногда серицитом поздней генерации, который ориентирован несогласно со сланцеватостью метасоматитизированных пород. В существенно хлоритовых минерализованных метасоматитах (химический состав хлорита см. в табл. 53, № 7) карбонат представлен смесью кальцита и доломит-анкерита (последний преобладает).

В интрузивных (?) породах среднего состава отчетливо фиксируется березитизация. Углисто-кремнисто-глинистые сланцы подвергнуты серицитизации, пересекаются тончайшими кварцевыми прожилками, с которыми связана продуктивная минерализация. Известняки (химический состав см. в табл. 52, № 19) доломитизируются (табл. 52, № 20) и лиственитизируются (см. табл. 52, № 22). По величинам РТ-параметров формирования (табл. 54, 55) березиты-листвениты месторождения сопоставляются с метасоматитами березит-лиственитовой формации полиметаллических и золотополиметаллических объектов.

Зона минерализации на месторождении сопряжена со сланцами - метасоматитами кварц-серицитового (обычно с хлоритом и карбонатом) и существенно хлоритового составов. Размеры зон в плане часто превышают таковые ореолов березитизации-лиственитизации пород (см. рис. 174). По данным Е.А.Сибирякова (устное сообщение), рассмотренные зоны минерализации в существенной мере разобщены с ореолами развития жильного кварца.

На Долгомысовском месторождении выделено несколько крупных зон деформации и минерализации, образующих крутопадающие пластообразные залежи. Их длина от 250 до 2000 м; ширина 4-30 м (см. рис. 174, 175). По падению некоторые залежи прослежены до 200-250 м, но обычно не глубже 100-150 м (рис. 176, 177). В границах рудных залежей выделяются более узкие обогащенные золотом линзовидные рудные тела длиной от 25 до 200 м и мощностью до 10 м. В плане залежи сближаются к северо-востоку и несколько расходятся к юго-западу. В большинстве случаев они в целом согласны с господствующим простиранием сланцеватости пород (аз. 30-40°); падают на юго-восток под углом 75-85°, но иногда и на северо-запад (70-80°).

По условиям залегания и золотоносности выделяется (на юго-западном фланге рудного поля) Первая залежь, имеющая остросекущее несогласное положение. Ее простираение (аз. 10-15°) отклоняется от простираения пород и других залежей на 20-15°; падение крутое (70-80°) на восток. Это самая продуктивная залежь, заключающая главные запасы (см. рис. 173). На северо-восточном фланге рудного поля установлена (но не разведана) другая залежь остросекущей ориентировки и высокой продуктивности, ранее относимая к двум согласным рудным телам. При пересмотре увязки некоторых участков оруденения в центральной части рудного поля намечались новые остросекущие рудные залежи различной протяженности по простираению и падению.

Таблица 54

Химический состав (мас.%) и РТ-параметры образования карбонатов из околорудных метасоматитов месторождения Долгий Мыс
(проявления кварц-жильного типа)

Номер пробы	Минеральный парагенезис	Карбонат	CaO	MgO	FeO	MnO	CO ₂	Сумма	T, °C	P, кбар
1	Та+Кб+Хл (по пироксену)	Дл	29,63	16,92	4,24	0,44	44,59	95,82	300	0,4
		То же	29,86	19,23	2,84	0,21	46,35	98,56		
		Ка	53,41	0,41	0,22	0,09	42,32	96,45		
2	Кв+Се+Кб (по андезит-базальтовому порфириду)	Дл	29,08	11,66	14,02	0,22	44,27	99,25		
3	Дл+Ка (по известняку)	Дл	33,83	19,48	0,39	0,67	48,47	102,84		
		Ка	54,67	0,50	0,77	0,00	43,92	99,86		
		То же	54,29	0,46	0,46	0,00	43,39	98,60		
4	Кв+Се+Аб+Кб (по пикриту)	Дл	29,27	11,80	13,56	0,30	44,39	99,27		
		То же	29,30	12,07	14,82	0,30	44,34	100,83		
5	Кв+Се+Кб+Хл+Аб+Уг (по углисто-кремнисто-глинистому сланцу)	Дл	30,19	16,60	6,86	0,44	46,29	100,38	240	0,55
		Ка	53,59	0,25	0,52	0,37	42,88	97,61	270	1,1
		То же	53,23	0,33	0,83	0,19	42,76	97,34	230	0,4
			53,83	0,23	0,39	0,24	42,88	97,57		
6	Кв+Фу+Кб (по серпентиниту)	Дл	30,40	17,92	5,84	0,20	47,12	101,48		
7	Кв+Се+Кб (по туфам основного состава)	Ка	53,16	0,43	1,54	1,29	43,93	100,35	320	1,8
		То же	51,63	0,53	1,69	0,66	42,54	97,05	355	2,0
		Дл	30,63	12,76	6,72	0,83	42,87	93,81		
8	Кв+Се+Кб (по габбро-диориту)	Ка	54,46	0,03	0,00	0,09	42,83	97,41		

Примечание. Р и Т определены по доломит-кальцитовому термобарометру А.С.Таланцева. Для минералов здесь и далее приняты следующие обозначения: Та - тальк, Акт- актинолит, Эп - эпидот, Хл - хлорит, Аб - альбит, Се - серицит, Фу - фуксит, Кб - карбонат, Дл - доломит, Ка - кальцит, Кв - кварц, Уг - углистое вещество.

Химический состав (мас.%) карбонатов из околорудных метасоматитов района месторождения Долгий Мыс

Номер пробы	Минеральный парагенезис	Карбонат	CaO	MgO	FeO	MnO	CO ₂	Сумма
9	Кв+Фу+Кб (по серпентиниту)	Дл Ка	29,20 54,08	19,05 0,22	3,07 0,19	0,14 0,08	45,68 42,01	97,14 97,58

Примечание. Анализы для табл. 55 и 56 выполнены на микроанализаторе JXA-5 в ИГТ УНЦ РАН, оператор Л.К.Ильясова. Р и Т определены по доломит-кальцитовому термобарометру А.С.Таланцева (для пробы 9 они составляют 220°C и 0,45 кбар).

Неодинаковая тектоническая активность контактов двух крупных серпентинитовых тел, между которыми известны рудные тела, определяет своеобразное расположение рудных тел относительно этих контактов. Более западное тело серпентинитов менее метаморфизовано, его восточный контакт слабее нарушен; здесь золотоносность пониженная. Рудные тела по простиранию отклоняются от контакта к востоку (до 10-15°). Более восточное тело серпентинитов и габбро сильнее метаморфизовано (в значительной степени превращено в тальк-карбонатные и др. породы). Его западный контакт сильно нарушен; золотоносность здесь более высокая. Рудные тела по простиранию отклоняются от контакта к западу. Ближе к этому западному контакту серпентинитов и габбро намечается прерывистый секущий пояс даек микродиоритов, которому подчиняется самая продуктивная Первая рудная залежь.

Залежь ограничивается двумя субпараллельными сколовыми трещинами-зонами, в которых цепочками размещаются рудные тела (линзы) с прожилково-вкрапленным золотооруденением. При этом рудные тела смешаются относительно друг друга по простиранию и падению. Таким образом, в каждом сколе с перерывами залегают несколько рудных тел; каждому телу с максимальной мощностью соответствует субпараллельный спутник с минимальной мощностью; нередко мощности одинаковые, но в этом случае тела обычно непромышленные (см. рис. 175, 176).

Диагональные рудовмещающие сколовые трещины-зоны, подобные Первой рудной залежи, могли образоваться при тектонических подвижках вдоль субпараллельных узких тел серпентинитов или других пород. Можно полагать, что такого рода секущие сколы, кроме известной части площади рудного поля, в аналогичных условиях возникали во многих местах и далее к северо-востоку и северу между телами серпентинитов и диоритов и, наконец, в участках, расположенных ближе к контакту с главным массивом гипербазитов, а также ближе к Краснопольскому массиву кварцевых диоритов. Ориентировка секущих сколов от субмеридиональных и северо-западных (Первая залежь и Вилюйская зона) до северо-восточных (Горюшкинская жила).

Долгомысовское рудное поле имеет блоковое строение, обусловленное поперечными и диагональными сместителями; блоки подняты и опущены относительно друг друга, о чём свидетельствует распределение площадной коры выветривания.

Она слабо проявлена и почти отсутствует на части юго-западного фланга, где размещаются Первая, Пятая и часть Седьмой рудных залежей. На крайнем юго-западе рудного поля, близ широтной речки Ряжик 3-й, мощность коры выветривания резко увеличивается. К северо-востоку от Первой рудной залежи её мощность возрастает до 50 м и более. Она распространена вдоль рудных залежей и развита по различным сланцам; на серпентинитах, дайках микродиоритов и габбро-диабазов кора выветривания почти всегда отсутствует.

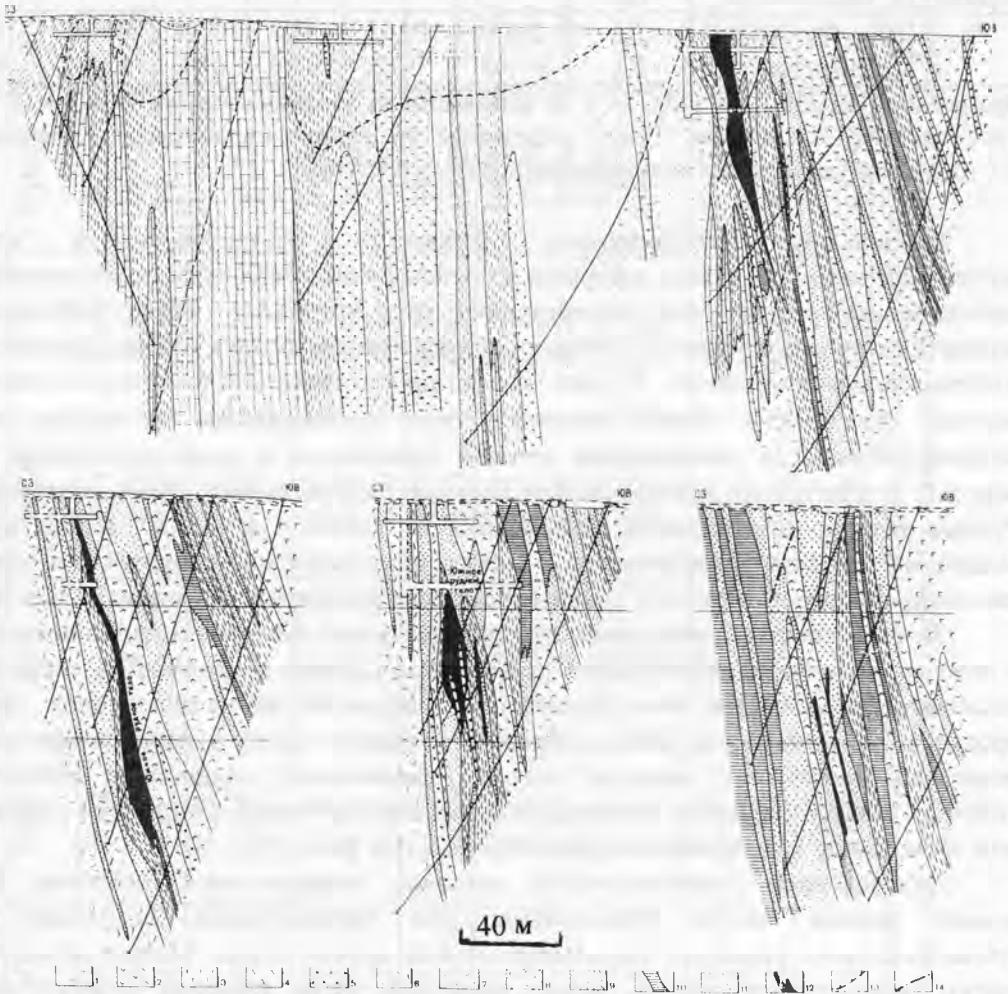


Рис. 175. Геологические разрезы через Перворудную залежь месторождения Долгий мыс. По (Леготкин, 1972):

- 1 - покровные отложения; 2 - серпентиниты апопироксенитовые; 3 - габбро; 4 - пироксениты;
- 5 - микродиориты; 6 - порфириды андезитовые и порфиритоиды; 7 - диабазы, диабазовые порфириды и их метаморфические производные (хлоритовые, карбонат-хлоритовые, хлорит-кремнистые сланцы); 8 - известняки мраморизованные; 9 - сланцы переменного состава (кварц, серицит, карбонат, хлорит); 10 - листвениты; 11 - хлорит-карбонат-талковые породы; 12 - рудные тела (золотосульфидное прожилково-вкрапленное оруденение); 13 - нижняя граница коры выветривания; 14 - разрывные нарушения



Рис.176. Продольная проекция Первой рудной залежи Долгомысовского месторождения.

По (Леготкин, 1972):

1 - дайки микродиоритов, пироксенитов, диабазовых и диоритовых порфиритов; 2-3 - западная зона оруденения: 2 - промышленная, 3 - непромышленная; 4-5 - восточная зона оруденения: 4 - промышленная, 5 - непромышленная; 6 - направление возможного продолжения рудной зоны; 7 - номера поисковых и разведочных линий

Золотосульфидно-кварцевые жилы известны во многих местах рудного поля. Большая их часть имеет невысокую золотоносность (жилы ранней генерации с убогой вкрапленностью пирита или пирита и халькопирита). Наиболее золотоносными оказываются жилы поздней генерации (по меньшей мере, третьей). Они содержат в числе рудных минералов галенит и в подчинённых количествах халькопирит, пирит, блеклые руды и др.

Золотосульфидные вкрапленники, независимо от того, слагают ли они главные рудные залежи или рудные тела в них, имеют почти одинаковый состав, мало отличающийся от такового боковых пород. Главную минеральную массу пород и руд составляют хлорит, серицит и кварц, а в подчинённых и переменных количествах находятся карбонаты (железистые), серицит, альбит, тальк, эпидот, актинолит и другие; в незначительных количествах присутствуют рудные минералы.

От вмещающих пород рудные залежи и рудные тела отличаются резко выраженной деформацией пород (рассланцеванием, смятием, плейчатостью и мелкой складчатостью, дроблением), присутствием большого количества согласных и несогласных (диагональных) карбонат-кварцевых прожилков (трёх генераций), а главное - прямым опробованием на золото и другие компоненты руд. Обогащённые участки рудных тел - рудные столбы выделяются по повышенному окварцеванию и видимому золоту, но также в основном по анализам на золото. Химические анализы золотоносных пород, руды и концентрата приведены в табл. 56.

Из рудных минералов, среднее количество которых не превышает 1 об. %, наиболее распространён пирит I и менее пирит II и III; в подчинённых количествах присутствуют халькопирит, галенит, сфалерит, марказит, магнетит, рутил, хромшпинелиды (реликтовые), гематит, золото; очень редки (отмечены только под микроскопом в полированных шлифах) пирротин, пентландит, линнеит, миллерит, теннантит и тетраэдрит, бравоит; в нескольких случаях установлены арсенопирит, молибденит, серебро, кобальтин(?), аргентит(?). Необходимо отметить, что пентландит, линнеит, миллерит, кобальтин, а также арсенопирит, хромшпинелиды и магнетит наиболее характерны для участков рудных тел, залегающих в метаморфизованных ультрабазитах. Здесь же среди нерудных минералов преобладают тальк, серпентин.

Минерализация, непосредственно предшествовавшая золотому оруденению и проявившаяся в рудные подстадии, отчётливо выделяется по ассоциациям в прожилках: кварц I - железистый карбонат; кварц II - карбонат мало железистый - доломит - пирит II - кварц III - пирит III, халькопирит, галенит, золото, сфалерит, блеклая руда, серебро, висмутовый минерал(?).

Золото встречается в ассоциации со многими распространёнными минералами. Особенно тесные ассоциации отмечены с тонкозернистым кварцем III, образующим гнёзда и тонкие прожилки; генерации кварца I и II слабо золотоносны. В сланцеватых породах хорошо заметна избирательная приуроченность золота к тёмному зеленовато-чёрному хлориту. Какой-либо отчётливой связи золота с пиритом I, II и III не отмечено. Участки рудных тел с неравномерной и убогой вкрапленностью пирита в виде мелких кристаллов и их мелких агрегатов и крупные агрегатные жиловидные скопления пирита (до нескольких сантиметров) чаще не обнаруживают повышенной золотоносности (не выше 1 г/т). В кварцевых жилах, в агрегатах галенита с небольшой примесью халькопирита и пирита содержания золота повышенные (до 33-47 г/т). В целом с сульфидами ассоциирует менее 10 об.% золота. Не устанавливается промышленная концентрация золота в углисто-хлорит-кремнистых сланцах.

Форма золота в сланцах пленочная, листоватая, пластинчатая, таблитчатая, реже комковатая, октаэдрическая; в кварце - неправильная, изометрическая и удлиненная. Внутреннее строение золотинок зернистое; нередко наблюдаются полисинтетические двойники. Размеры золотинок от тысячных и сотых долей мм до 1-2 мм (иногда 10 мм).

Состав золота почти не изучен; пробыность составляет 930. Отношение золота к серебру в природном золоте 13,2; в руде это отношение в среднем составляет 2,5.

Таблица 56

Химический состав (мас.%) золотоносных пород, руды и концентрата Долгомысовского месторождения

Компо- ненты	Зона окисления, кора выветривания		Переходная зона к первичным рудам				Концен- трат руды
	Г о р и з о н т (в м)						
	10	10-20	20	25-40	40 (руда)		
1	2	3	4	5	6	7	
SiO ₂	62,27	60,01	57,59	58,90	51,80	40,80	
TiO ₂	0,72	0,78	0,68	0,90	0,68	0,86	
Al ₂ O ₃	15,66	15,05	15,14	17,90	8,62	8,69	
Fe ₂ O ₃	11,22	10,34	12,44	10,80	1,35	-	
FeO	-	1,36	-	-	6,42	14,82	
MnO	0,05	0,10	0,12	0,15	0,18	0,15	
MgO	1,20	3,70	5,11	2,10	9,74	10,80	
CaO	0,80	0,19	0,28	0,28	6,21	2,26	
K ₂ O	2,04	1,45	1,34	2,43	0,45	0,20	
Na ₂ O	0,45	0,23	0,12	0,42	1,30	1,04	
C	-	-	-	-	2,68	4,37	
Ппп	0,41	6,02	6,31	5,77	11,85	-	
H ₂ O	0,41	0,79	1,33	1,05	-	-	
Сумма	100,01	100,02	100,46	100,70	101,28	83,99	
Никель	0,02	0,05	0,02	Сл	Не опр.	Не опр.	
Железо	-	-	-	-	5,90	14,83	
Медь	0,11	0,015	0,02	0,02	0,02	0,12	
Цинк	0,06	0,04	0,06	0,06	0,04	0,10	
Свинец	-	Сл	-	-	Сл	0,05	
Сера	-	0,01	-	-	0,35	9,57	
Кобальт	0,01	0,004	0,013	0,007	0,006	0,017	
Мышьяк	-	0,003	-	-	0,02	0,085	
Сурьма	-	-	-	-	0,006	Не опр.	
Кадмий	0,004	Сл	0,001	0,003	0,003	0,01	
Молибден	-	-	-	-	0,001	0,002	
Золото	1,68	0,68	0,82	0,45	11,7	-	
Серебро	-	0,4	-	-	4,0	-	
Хром	0,26	0,112	0,048	0,10	Не опр.	Не опр.	

Примечание. В руде дополнительно химическим анализом установлены "следы" окиси бария, а спектрально - следующие элементы: никель - 0,14, ванадий - 0,024, хром - 0,23, стронций - 0,03, галлий - 0,0008, цирконий - 0,21, гафний, лантан - "следы". Во флотационном концентрате главные минералы: пирит и в подчиненном количестве халькопирит, сфалерит, магнетит, а из нерудных - хлорит и углистое вещество. Технологические исследования выполнены институтом Уралмеханобр

Распределение золота в рудных залежах, телах и столбах неравномерное в горизонтальной и вертикальной плоскостях. Связь золота с окварцеванием, приуроченность высоких содержаний к средним, наиболее мощным частям линз и убывание к флангам, независимость от распределения пирита - все это указывает на

первичную - эндогенную природу золота. В концентрате чистого пирита с горизонта 40 м, называемого горизонтом вторичного обогащения (Б.Н.Леготкин и др.), содержание золота всего 1,1 г/т. Учитывая незначительное количество сульфидов в породах и рудах (в среднем около 1 мас.%), влияние процесса окисления вкрапленных сульфидов на растворение золота и его привнос с верхних горизонтов в нижние практически ничтожное.

За исключением Первой залежи, в остальных преобладает невысокая золотоносность, хотя и в них кое-где намечаются рудные столбы.

Из приведенных данных следует, что на месторождении развито оруденение двух типов: 1) прожилково-вкрапленное в сланцах - метасоматитах, в том числе в серицитизированных и окварцованных разностях углисто-кремнисто-глинистого состава; 2) жильное, сопряженное с ореолами березитизации-лиственитизации горных пород. На основании того, что березитизация-лиственитизация развивается по уже рассланцованным породам, приводя к образованию массивных метасоматитов и развитию серицита, несогласного с рассланцовкой, мы считаем, что прожилково-вкрапленная минерализация возникла раньше жильной. Это подтверждается материалами В.В.Мурзина, изучавшего рудные минеральные парагенезисы проявления. Им, в частности, установлено, что минерализация прожилково-вкрапленного типа претерпела метаморфизм. Это выразилось в образовании крупных золотин с высокой степенью однородности состава при относительно низкой (797-864) пробности. Золотины оруденения кварц-жильного типа неметаморфизованные, высокопробные (не менее 950). Приведенный вывод подтверждается и данными определения абсолютного возраста метасоматитов калий-аргоновым методом. Из них вытекает, что березиты-листвениты (320-330 млн лет) моложе рудоносных метасоматитов (355-365 млн лет) кварц-серицитовой формации.

Перспективы открытия новых золотоносных кварц-жильных полей в районе минимальны. Степень его изученности позволяют утверждать, что второе Березовское месторождение здесь не найти. Что же касается прожилково-вкрапленного золотооруденения, то для оценки его перспектив в районе данных недостаточно. То, что оно должно быть здесь, - факт очевидный. Но на какие масштабы можно рассчитывать? Для ответа на этот вопрос нужно проводить специализированные поисковые и исследовательские работы. При этом важно отметить, что недавно Ю.А.Волченко (Золоев и др., 2000) установлено, что долгомысовские углеродистые золотоносные руды являются к тому же и палладиеносными (содержание Pd варьирует от 0,02 до 0,26 г/т). Интересно, что корреляция между содержаниями Au и Pd отсутствует. Эти данные с учетом материалов, рассмотренных выше, существенно увеличивают перспективы месторождения Долгий мыс и прилегающей к нему территории.

ФЕВРАЛЬСКОЕ (РЕФТИНСКОЕ) МЕСТОРОЖДЕНИЕ (17)

Месторождение расположено на Среднем Урале в 26 км к югу от г. Артемовского Свердловской области. Оно открыто в 1880 г. при разработке золотых россыпей; разрабатывалось в 1888-1912, в 1924 и в 1932-1941 гг. Горные работы достигли глубины 36-45 м. Общая добыча золота составила 498 кг. Особенно интенсивно разведывалось до горизонтов 200-245 м в 1930-1939 и 1958-1961 гг.

Изучали месторождение И.Д.Соболев (1930), И.В.Ленных и А.П.Зотов (1935), Л.И.Иванова и С.Г.Заводчиков (1939), Ю.И.Берзина и А.Т.Гора, В.Н.Широков (1963) и другие.

Месторождение контролируется зоной Егоршинского глубинного разлома, фиксированного многочисленными мелкими телами ультрабазитов. Оно находится в Рефтинской полосе рассланцованных и метаморфизованных силурийско-раннедевонских осадочно-вулканогенных пород. Полоса вытянута в длину на 30 км.

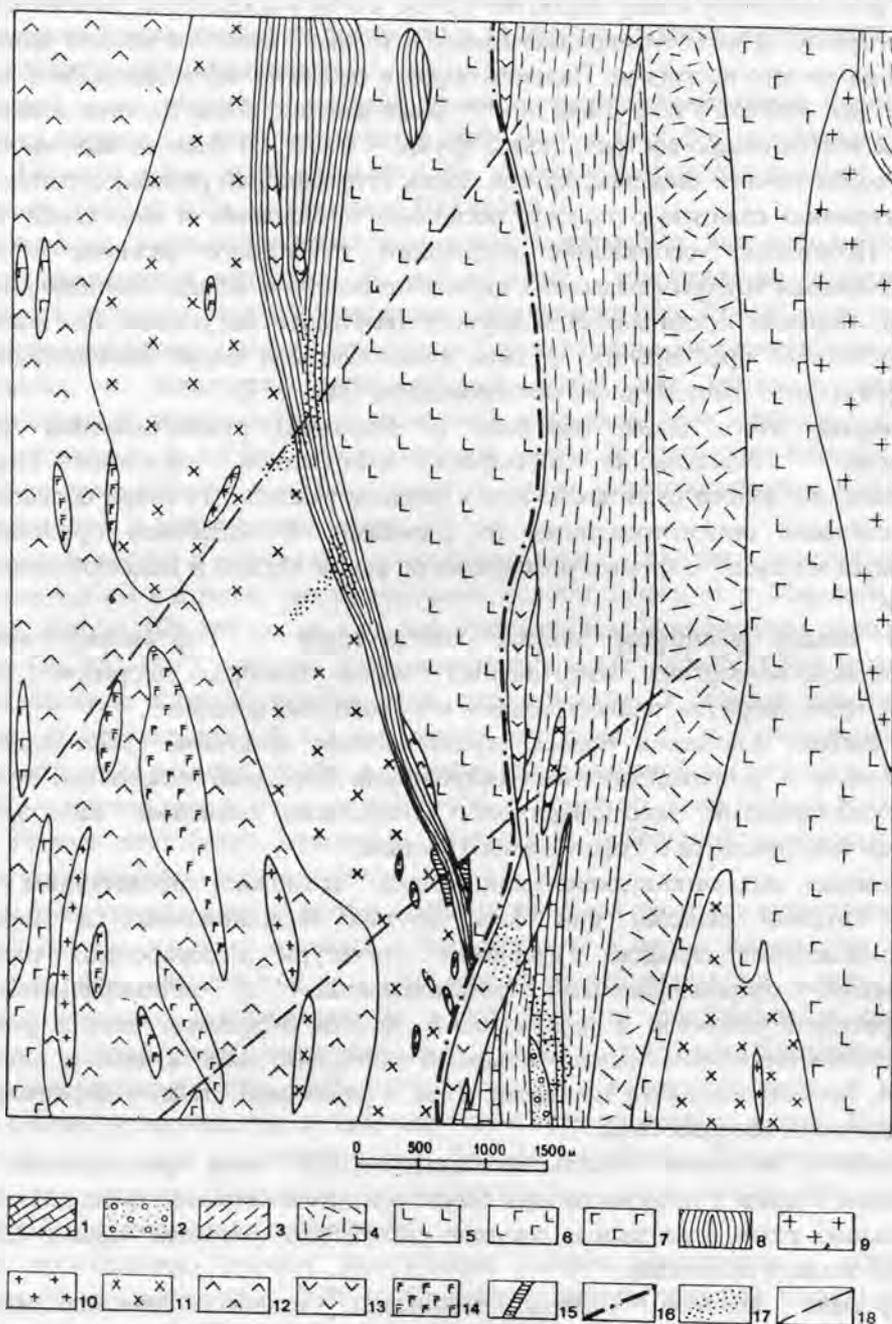


Рис.177. Геологическая карта района Февральского месторождения.

По В.Н.Широкову (1963):

1 - известняки (C_1V_1) 2- кремнистые породы с радиоляриями (C_1V_1), 3 - угленосные песчаники и песчано-глинистые сланцы ($h C_1V_1$), 4 - риолиты и их туфы ($D_2+ C_1$); 5 - андезит-базальтовые порфиры и их туфы (D_3); 6 - андезитовые и базальтовые порфиры и их туфы, диабазы (D_{2-3}); 7 - диабазы, базальтовые порфиры и их туфы (D_2); 8 - золотоносная полоса - сланцы кварц-карбонат-серицит-хлоритового состава; 9 - гранит-порфиры и плаггиогранит-порфиры (C_1); 10 - кварцевые порфиры (C_1); 11 - диориты кварцевые (C_1); 12 - габбро (C_1); 13 - перидотиты и апоперидотитовые серпентиниты (C_1); 14 - жильные диабазы; 15 - риолиты; 16 - Егоршинский глубинный разлом; 17 - золотоносные россыпи; 18 - предполагаемые поперечные разрывы

Ширина ее к северному концу достигает 1,5 км, а к югу постепенно уменьшается до 0,1 км. Простираение полосы субмеридиональное и только в короткой южной части (4,5 км) меняется на юг-юго-восточное. Падение пород в северной части западное и запад-юго-западное (аз. 270-250°) под углом 60-85°; реже падение более пологое и обратное - к востоку и восток-северо-востоку, также крутое - 60-85°. В южном окончании полосы падение пород юг-юго-западное, крутое. Здесь Егоршинский разлом, ограничивающий по простираению сланцевую полосу, несколько отклоняется к юго-западу и срезает полосу. Происходит сопряжение восточного глубинного разлома с западным субпараллельным крупным разломом, ограничивающим с запада сланцевую полосу. По долине р. Икрянки предполагается крупное разрывное нарушение юго-восточного - северо-восточного простираения. В этом клинообразном блоке локализовано рудное поле Февральского золоторудного месторождения (рис. 177).

Севернее этого блока (севернее р. Икрянки) рудопроявления золота не установлены. Исключение составляет значительно удаленное Паршинское рудопроявление. Золото здесь заключено в метаморфизованных кварц-полевошпатовых жилах, согласно ориентированных со сланцами. В остальном признаки золота проявляются мелкими золотыми россыпями по рекам Малый и Большой Буланаш и их притокам.

На западе сланцевая полоса контактирует с Рефтинским комплексом раннетурнейско-намюрских интрузивных пород (габбро, диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов, плагиогранитов и их жильных фаций).

С востока сланцевая полоса ограничивается цепочкой узких длинных тел серпентинитов и раннекарбонными осадочными породами угленосной толщи. Она сложена песчаниками, конгломератами, глинистыми сланцами. Ей подчиняются небольшие тела риолитов и туфов кислого состава.

Слоистая осадочно-вулканогенная толща, возможно, представляет одно из крыльев крупной складки или блок крутых изоклинальных и опрокинутых субмеридиональных складок. Первичные структуры переработаны разрывными нарушениями, сопровождаемыми рассланцеванием и метаморфизмом пород. Неоднократность разрывов и перемещений по ним отдельных блоков фиксируется многочисленными измененными жильными породами, плейчатými и листоватыми сланцами, брекчированными породами. Они в различной степени деформированы и метасоматически переработаны.

Наиболее активные локальные тектонические зоны фиксируются золотым оруденением. Наряду с преобладающей почти согласной системой сместителей развиты диагональные, резко несогласные секущие сместители. По ним нередко образуются кварцевые жилы и прожилки.

Строение южного участка сланцевой толщи полосчато-линзовидное. Маломощные тела сланцев разного состава часто чередуются вкрест простираения и быстро выклиниваются по простираению и падению. Сланцевую полосу слагают хлоритовые, хлорит-серицитовые, карбонат-хлоритовые, карбонат-хлорит-серицитовые, кварц-серицитовые и другие сланцы. Им подчинены метаморфизованные риолиты, альбититы, плагиограниты, плагиогранит-порфиры, кварцевые диориты, микродиориты, диоритовые порфириты, габбро.

Обычно жильные породы приурочены к западному контакту сланцевой полосы с диоритами; они подчеркивают зону западного крупного разлома. Влияние разлома на интрузивной массив особенно сильное в эндоконтактных участках, где значительно развиты те же жильные породы, что и в сланцах. Породы раздроблены, рассланцованы и гидротермально-метасоматически перерождены. Особенно ярко выражена кайма кварцевых эпидозитов мощностью 8-10 м, увеличивающаяся на глубину (до 37 м).

На северном участке строение сланцевой полосы сохраняется. Разнообразные чередующиеся сланцы состоят из переменных количеств хлорита, актинолита, эпидота-цоизита, альбита, серицита и кварца.

Однако здесь несколько меньше развиты хлорит-серицитовые сланцы; чаще встречаются породы с реликтами структур эффузивов и их туфов основного и среднего составов. Нередки дайки диабазов и прослои углисто-кремнистых сланцев; мощность этих сланцев 20-30 до 80 м, длина полос 1000-1500 м.

Площадные метаморфические изменения охватывают все породы сланцевой полосы и эндоконтакт интрузии. В них развиты хлоритизация, серицитизация, альбитизация, эпидотизация-цоизитизация, актинолитизация. Кроме этого, отдельные участки пород изменены поздним процессом березитизации-лиственитизации. Степень регионального и локального метаморфизма выше для пород с наибольшей нарушенностью. К тектонически ослабленной зоне западного контакта сланцевых пород с диоритами и габбро, охватывающей также интрузивные породы, тяготеет повышенное окварцевание, карбонатизация и другие метасоматические изменения. С ними ассоциирует и золотое оруденение.

Золотоносность в пределах рассматриваемой площади локализуется на протяжении 4,5 км в южной части сланцевой полосы, к югу от р. Икрянки. Ширина сланцевой полосы 100-300 м, на юге она уменьшается. Простираение пород юг-юго-восточное (аз. 155-165°), падение запад-юго-западное (аз. 245-255°) под углом 60-88°. Наиболее богатые золотом рудные тела сосредоточены в южной половине этого интервала на отрезке длиной 1,5 км (между шахтами 102 и Стрелковской). Здесь разрабатывалось 24 рудных столба, в то время как в северной части близ р. Икрянки - всего 3. Промежуток между ними изучен слабо, и, вероятно, здесь рудные тела залегают глубже. Редкие неглубокие скважины вскрывают небольшой мощности тела со средними содержаниями золота (6-9 г/т).

Большинство рудных тел и обогащенных участков тяготеют к западной границе сланцевой полосы, к зоне контакта с диоритами и в целом составляют несколько рудных зон. Они выделяются по результатам опробования на золото и сумму элементов-спутников; степени нарушенности пород с плейчатым и брекчиевым сложением; сульфидной минерализации с абсолютным преобладанием пирита; интенсивному окварцеванию, карбонатизации пород, в которых кварц и карбонаты входят в состав метасоматитов, и наблюдаются в виде прожилков и линз. Рудные зоны выделяются электро- и гамма-каротажем. Рудные столбы и обогащенные участки в жилах в них устанавливаются по видимому золоту среди кварца или сланцев на боковых участках кварцевых прожилков.

По простиранию рудных зон рудные столбы чередуются с обедненными участками через интервалы 10-30 м. Склонение рудных столбов южное под углом 45-70°, редко северное. Устанавливается такая зависимость (Иванова, Заводчиков, 1939): крутопадающие рудные столбы имеют меньшую длину, богаче золотом; пологопадающие рудные столбы большей длины, беднее золотом.

Рудные тела представлены кварцевыми жилами-линзами, линзовидными залежами плейчатых окремненных сланцев с кварцевыми и кварц-карбонатными прожилками, линзовидными залежами минерализованных риолитов.

Кварцевые тела обычно представляют жилы с меняющейся мощностью, короткие плоские линзы, иногда четковидные тела. Кварцевые тела залегают почти согласно или пересекают под острым углом сланцеватость пород по простиранию и падению. Длина жил-линз до 40 м. Мощность 0,05-1,0 м, очень редко она достигает 5-6 м. По простиранию и падению жилы быстро выклиниваются или переходят в группу тонких субпараллельных прожилков, сменяющихся сланцами. Нередки жилы, резко несогласные с вмещающими сланцами (рис. 178). Контакты кварцевых тел с боковыми

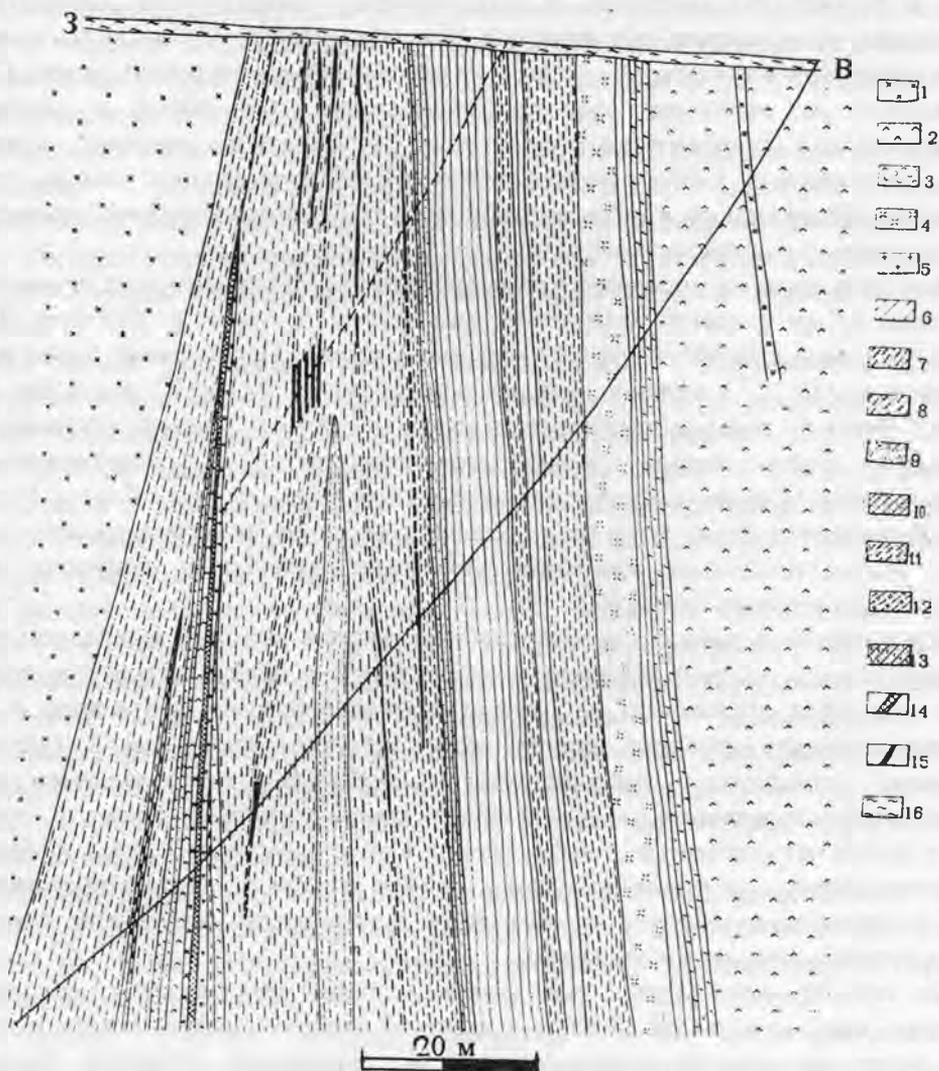


Рис. 178. Схематический разрез через центральный участок Февральского месторождения. По (Широков, 1963):

1 - диориты и кварцевые диориты; 2 - габбро; 3 - риолиты; 4 - диоритовые порфириты; 5 - альбититы; 6 - зеленые сланцы; 7 - хлоритовые, серицит-хлоритовые сланцы; 8 - карбонат-хлоритовые сланцы; 9 - сосюрититовые сланцы; 10 - карбонат-хлорит-серицитовые сланцы; 11- эпидозиты, кварц-эпидотовые породы; 12 - эпидот-хлоритовые породы; 13 - эпидот-цоизитовые породы; 14 - милониты; 15 - кварцевые жилы; 16 - делювиальные суглинки

породами отчетливые. Близ жил сланцы тонколистоватые, смятые, нередко с тонкими короткими согласными прожилками-линзами или секущими прожилками. Сланцы иногда содержат повышенную вкрапленность сульфидов (1 - 15 мас. %).

Строение кварцевых тел различно. Маломощные тела имеют простое строение и массивную текстуру. Более мощные тела часто полосчатой текстуры с включениями согласно ориентированных сланцевых прослоев или неправильно распределенных обломков сланцев. К включениям сланцев приурочена обильная вкрапленность пирита и подчиненного халькопирита. На границах сланцев с кварцем часто скапливается также золото, проникающее по трещинкам в кварц.

Золото в жилах распределено неравномерно со столбовым и гнездовым обогащением. Обогащенные участки, склоняющиеся к югу, имеют длину по простиранию менее 10 м, а по падению более 100 м. Среди обогащенных участков находятся агрегатные скопления золота - гнезда весом до нескольких сотен граммов (реже до нескольких килограммов; максимальный вес достигал 9443,7 г). Намечается тенденция к большему обогащению боков жил и особенно сложно построенных участков жил с прослойками и обломками сланцев и с более разнообразной рудной минерализацией. Тонкие прожилки кварца, представляющие особую его генерацию, нередко содержат крупные скопления видимого золота. По буровым скважинам содержание золота в секционных пробах составляет от 81,8 до 768,1 г/т.

Максимальные содержания золота относятся к глубинам 98-99 и 168-183 м. Поэтому по ассоциации с первичными минералами все ранее встреченные крупные гнезда золота в зоне полного окисления (26-33 м) следует относить к первичным концентрациям, не связанным с процессами окисления.

Тела окремненных сланцев - это почти согласные линзовидные залежи длиной по простиранию до 260 м и мощностью до 5 м. Они состоят из переменных количеств хлорита, серицита, кварца, карбонатов, сульфидов. Текстуры тонкоплитчатые, тонкосланцеватые, мелкоплотчатые, брекчиевидные. Окремненные сланцы пронизаны тонкими согласными и секущими кварцевыми и кварц-карбонатными прожилками. Соответственно их ориентировке и в боковых участках этих прожилков распределяется неравномерная вкрапленность сульфидов; они иногда сгущаются до мелких агрегатов в виде тонких прожилков и линзочек. Золотоносность в сланцах неравномерная. Наблюдаются столбы, склоняющиеся к югу; их длина по простиранию 25-50 м, по падению более 100 м.

Тела риолитов - почти согласные плоские линзовидные залежи. Их длина 15-20 м, мощность 0,1-2 м. Иногда цепочки линз протягиваются до 130 м. Текстуры массивные, реже грубосланцеватые. Вкрапленность пирита повсеместная, местами значительная. Распространены также кварц-карбонатные прожилки с пиритом. Золотоносность тел в общем невысокая, хотя встречается видимое золото.

Минеральный состав кварцевых, сланцевых и риолитовых тел показан в табл. 58.

Золото встречается совместно со всеми главными минералами рудных тел: кварцем, хлоритом, карбонатами, серицитом, сульфидами. Наиболее тесные и зависимые ассоциации золота с халькопиритом, галенитом, сфалеритом, блеклыми рудами, теллуридами висмута и золота. В наиболее распространенном минерале сульфидов - пирите - содержание золота 20-150 г/т, среднее 40 г/т.

Форма золотинок зависит от окружающих минералов и условий размещения. Тонкопластинчатое и пленочное золото наблюдается в трещинках кварца и пирита, по спайности карбонатов, по сланцеватости пород. В неправильных удлиненных чешуйках и пленках золото отмечается в хлорите по границам его с кварцем. Неправильные агрегатные скопления и реже изометрические формы золотинок присутствуют в кварце, карбонатах, среди пирита в кварце и сланцах. Поверхность золотинок также отражает угловато-бугристую, ямчатую и т.п. поверхность трещинок и минералов. Внутреннее строение золотинок зернистое.

Вещественный состав кварцевых, сланцевых и риолитовых тел

Основные показатели	Кварцевые жилы-линзы	Залежи Окремненных Плойчатых и Других сланцев	Залежи Риолитов
Нерудные минералы: главные... подчиненные и примеси...	98-99% Кварц I и II генераций Кальцит, анкерит, серицит, хлорит	95-97% Хлорит, серицит, кварц Анкерит, кальцит, альбит, эпидот-цоизит, актинолит, сфен	90-95% Альбит, серицит, кварц Кварц (прожилки), анкерит, кальцит
Рудные минералы: главные... подчиненные и примеси...	1-2% Пирит Халькопирит, сфалерит, галенит, марказит, золото, предполагаются полидимит, миллерит, прустит, аргентит, серебро, теллурид висмута и золота	3-5% Пирит Пирротин, Халькопирит, Пентландит (очень Редкий), магнетит, Ильменит, рутил, Золото	5-10% Пирит Халькопирит, Золото
Золотоносность	Самая высокая	Средняя и низкая	Редко средняя, преобладает низкая
Элементы-спутники (в тыс. долях %)	Медь (10-300), свинец (10-30), цинк (0-1), никель (30), кобальт (10), молибден (1), бериллий (1) серебро	Медь (30-1000), свинец (0-1), цинк (10-300), никель (3-300), кобальт (10-300), молибден (0-1), бериллий (0-0,1)	Нет данных
Структуры руд	Зернистые, раскрошенные, брекчиевидные, замещения	Чешуйчато-зернистые, брекчиевидные	Зернистые, замещения
Текстуры руд	Массивные, вкрапленные, полосчатые	Сланцеватые, плейчатые, брекчиевидные, полосчатые, вкрапленные, прожилковые	Массивные, прожилковые, вкрапленные, грубосланцеватые

Размеры золотинок от сотых долей до целых миллиметров. В редких случаях встречались уникальные агрегаты золота весом до 9443,7 г. В кварцевых жилах и прожилках золото крупнее, чем в сланцах. Около жил и прожилков скапливаются главные количества промышленного золота.

Пробность золота 927,1. Отношение золота к серебру 12,7. В рудах величина отношения снижается до 0,5.

Сланцевая полоса - это, возможно, древняя зона, уже наметившаяся до интрузии габбро-диоритов. От нее в позднемагматическую стадию отходили жильные отщепления и гидротермы внутрь самого массива и в его экзоконтакт - сланцевую толщу. Дальнейшее усложнение сланцевой полосы и заключенных в ней золоторудных тел происходило во время завершающей складчатости и становления позднепалеозойских гранитоидных массивов. Разнообразные метаморфизованные жильные породы среди рассланцованных и измененных осадочно-вулканогенных пород пока мало изучены. Однако они в самом общем виде позволяют выделить сильные додайковые и ослабленные последайковые - предрудные и рудные деформации. Рудовмещающие зоны и рудные тела представляют суммированные структуры и минеральные образования. Жильные породы, метаморфизирующие и рудообразующие растворы можно связывать с Рефтинским интрузивным комплексом.

Промышленное золотое оруденение в виде локальных участков - рудных столбов, вероятно, распространится на значительную глубину. Это подтверждено результатами ревизионных работ 1958-1962 гг. Необходимо планомерное изучение глубинной структуры и золотоносности всей известной рудоносной полосы ниже горизонта 120 м. Кроме того, последними геологосъемочными работами В.П.Олерского (1969) уточнено положение восточного глубинного разлома, проходящего по границе сланцевой полосы с раннекарбонowymi осадочными породами. Ранее этот разлом не учитывался при поисках на рудное золото.

ПЫШМИНСКО-КЛЮЧЕВСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ (18)

Пышминско-Ключевское месторождение расположено в 18 км на север от г.Екатеринбурга. В 1854 г. Е.Чечеткин нашел обломки медной руды. В этом же году управлением Верхисетских заводов были проведены поисковые работы, закончившиеся открытием месторождения, получившего указанное название. И уже в середине все того же года была заложена первая Ивановская шахта. Вскоре месторождение стало эксплуатироваться. В 1867 г. был построен медеплавильный завод. Однако в 1875 г. работы на руднике приостановлены, причиной чего явилось отсутствие подготовленных запасов. В 1901 г. (после выполнения геологоразведочных работ) началась вторая "жизнь" рудника, работы стали более механизированными - была установлена паровая машина. Добыча руды достигла 283000 т. Работы развивались успешно: в 1903 - 1913 гг. введены в строй четыре новые шахты. В этот период выплавлялось более 100000 пудов золотой меди. В 1920 г. рудник консервируется, шахты затапливаются. В 1924 г. завод снова открыт, но ориентируется он главным образом на переплавку металлолома. Из-за тяжелых экономических условий в 1926 г. он был снова закрыт. Однако интерес к меди был большой, что обусловило строительство на месторождении обогатительной фабрики (в 1931 г. она была завершена).

До 1940 г. рудник был медным объектом, а с этого года стараниями института "Уралмеханобр" он был переведен в разряд медно-кобальтовых. Стали получать из руд месторождения медный (халькопиритовый) и пирит-кобальтовый концентраты. Начиная примерно с 1968 г., экономическое положение рудника стало сначала заметно, затем резко ухудшаться. Потребителей дорожающей руды становилось все меньше и меньше. В 1976 г. рудник был закрыт. В настоящее время оцениваются возможности

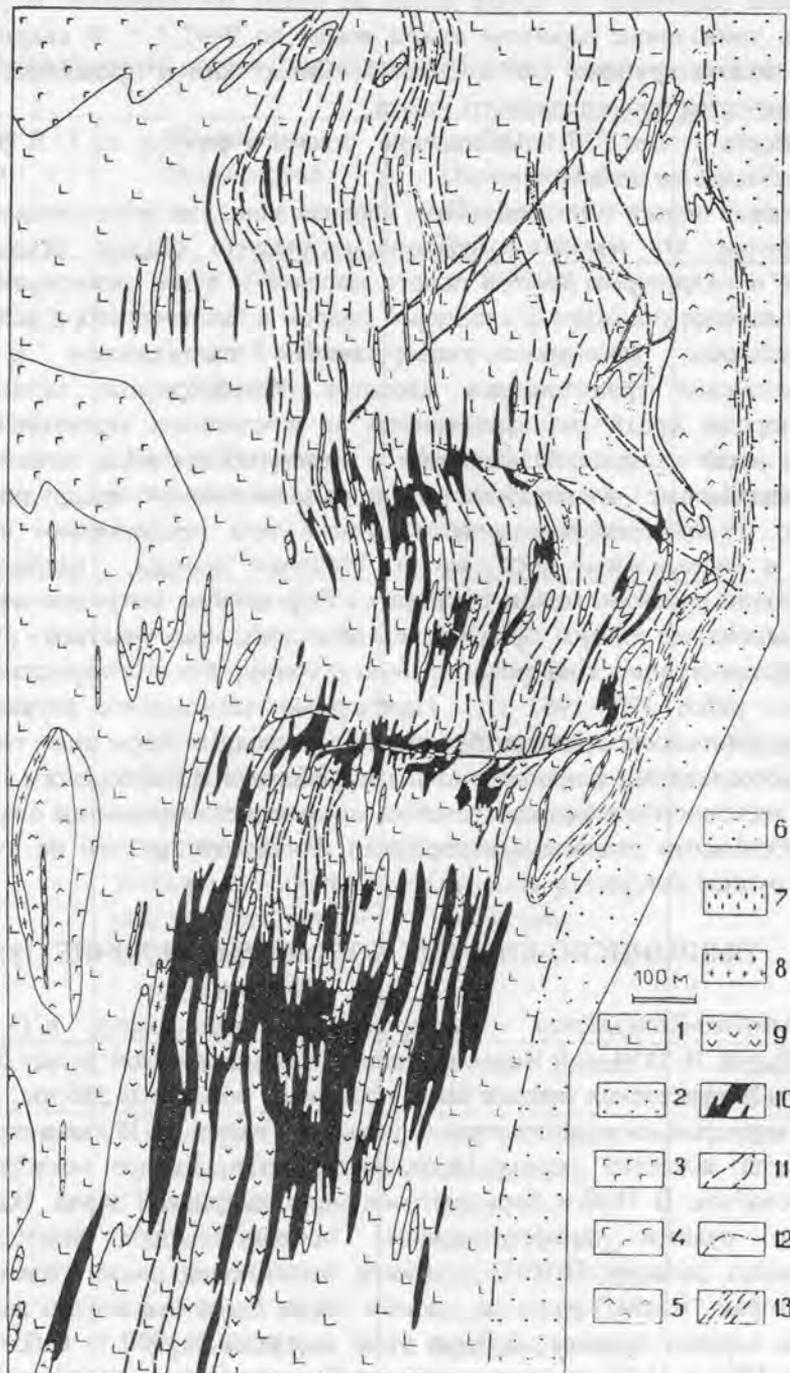


Рис. 179. Геолого-структурная карта Пышминско-Ключевского месторождения. По (Сазонов, 1971), составлена на базе материалов И.А.Щербака и Пышминско-Ключевского рудника:

1 - пропититизированные андезит-базальтовые и базальтовые порфириды; 2 - кремнистые сланцы, туфопесчаники; 3, 4 - пропититизированные габбро (3) и габбро-диориты (4); 5 - серпентиниты; 6 - пропититизированные альбитофиры; 7 - зоны интенсивного расщелачивания в порфиридах; 8 - тальк-карбонатные породы; 9, 10 - апорфириновые метасоматиты - продукты березитизации-лиственитизации: кварц-серицит-альбит-хлорит-карбонатного (9), кварц-серицит-альбит-карбонатного и кварц-серицит-карбонатного (10) составов; 11 - рудоносные зоны; 12 - тектонические нарушения; 13 - зоны дробления и милонитизации

Химический состав (мас.%) метасоматитов Пышминско-Ключевского месторождения и их эдуктов.
По (Сазонов, 1975)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	37,68	38,10	28,98	44,78	37,48	36,76	34,05	49,69	42,25	41,42	40,26	29,45
TiO ₂	0,30	0,86	0,15	0,88	0,24	0,14	0,21	0,80	0,64	0,55	0,86	0,73
Al ₂ O ₃	11,43	4,94	5,56	18,01	7,55	16,91	18,30	13,69	13,95	11,68	16,05	15,85
Cr ₂ O ₃	0,10	0,48	0,26	0,03	0,03	0,01	-	0,06	0,08	0,06	0,02	0,07
Fe ₂ O ₃	1,52	1,25	0,55	4,31	0,50	0,73	2,74	3,92	2,17	2,00	1,73	2,87
FeO	9,63	7,30	7,01	6,65	8,01	4,61	3,73	7,86	8,73	9,91	7,94	8,62
MnO	0,12	0,14	0,17	0,13	0,18	0,11	0,08	0,09	0,09	0,11	0,08	0,11
NiO	0,02	0,06	0,06	-	-	-	-	0,02	-	-	-	0,11
MgO	15,40	24,40	18,51	6,50	11,93	7,32	5,40	10,84	9,33	8,78	5,57	8,22
CaO	9,06	3,72	7,93	12,14	11,64	10,07	11,02	9,64	8,20	7,60	6,89	8,17
Na ₂ O	0,58	0,08	0,05	0,89	0,23	1,48	1,72	1,92	2,16	0,18	3,12	0,51
K ₂ O	2,80	0,23	1,55	0,10	0,16	2,76	2,55	0,89	1,32	1,64	1,64	3,75
P ₂ O ₅	-	-	-	0,10	0,01	0,02	0,01	0,15	0,16	0,17	0,18	0,17
S	0,01	0,10	0,01	0,05	0,02	0,01	1,35	0,01	0,01	0,02	0,01	0,04
H ₂ O ⁺	5,63	16,62	28,14	4,13	3,29	3,08	2,56	4,24	4,71	4,22	3,02	2,39
CO ₂	5,63	16,62	28,14	1,45	17,86	15,61	16,32	2,64	5,79	11,18	12,37	18,76
Сумма	99,28	100,4	100,1	100,2	99,16	99,62	101,2	100,4	99,59	99,52	99,74	99,71

Примечание. 1 - актинолитизированный пироксенит; 2 - карбонат-хлоритовый метасоматит; 3 - лиственит; 4 - пропицитизированное габбро; 5,6,10 - кварц-серицит-альбит-хлорит-карбонатный метасоматит; 7 - парагонит-серицитовый лиственит; 11 - кварц-серицит-альбит-карбонатный метасоматит; 12 - лиственит.

Метасоматические колонки: по актинолитизированным пироксенитам (1-3), габбро (4-7), андезит-базальтовым порфиритам (8-12).

очередного его возрождения. Нам представляется, что это возможно в современных условиях только в случае резкого возрастания цены на медный и пирит-кобальтовый концентраты. По нашей оценке, перспективы у месторождения невысокие. Дело в том, что его северная часть существенно эродирована. Оруденение здесь вряд ли продолжится глубже горизонта 460 м. Это следует из результатов исследования вертикальной метасоматической зональности и подтверждено тем фактом, что ниже указанного горизонта в рудах и сопряженных с ними метасоматитах развит ангидрит. Выше мы указывали, что это отрицательный признак на возможность распространения минерализации на глубину. Кстати, заметим, что южная (золотоносная) часть месторождения эродирована меньше. Естественно, что оруденение здесь (в первую очередь золотое, сопряженное с березитами-лиственитами) распространится на более глубокие горизонты.

Месторождение приурочено к тектонически ослабленной зоне субмеридионального простирания, протягивающейся на 2,5 - 3,0 км при мощности 0,5 - 0,6 км (рис. 179). Оруденение - медно-кобальтовое прожилково-вкрапленного и золотое кварц-жильного типов - локализуется в субмеридиональных зонах расщепления и гидротермально-метасоматического изменения пород (порфиритов указанного выше состава, серпентинитов, пироксенитов и габбро). Химический состав главных пород, слагающих месторождение, включая и метасоматиты, приведен в табл. 58. Рудоносные зоны имеют значительную (до 1,5 км) длину и мощность (до 10 м). Падение зон крутое (не менее 60°) западное.

А.П.Наседкиным и И.А.Щербаком (60-е гг.) показано, что околорудные изменения на месторождении заключаются в пропилитизации пород. Наиболее широко распространены на нем пропилиты, в парагенезисах которых присутствуют актинолит и эпидот. Лишь иногда в рудных зонах (и их внутренней части) фиксируются пропилиты серицит-хлоритовой фации.

Кобальт - основной полезный компонент руд месторождения - входит главным образом изоморфно в пирит. Изредка в них отмечается кобальтин. Основным носителем и концентратором меди - халькопирит.

Широко распространен на рассматриваемом месторождении и другой тип гидротермально измененных пород - листвениты. Последние моложе пропилитов (Сазонов, 1975 и др.). Это доказано изучением пространственных взаимоотношений метасоматитов, а также абсолютным их возрастом: у пропилитов 250 млн лет, у лиственитов 223 (см. Сазонов, 1975, с.17). На южном фланге объекта листвениты развиты в виде оторочек (мощность 0,2 - 1,2 м) около меридиональных золотоносных кварцевых жил, а также в виде мощных (до 60 м) субмеридиональных тел, развитых вне связи с кварцевыми жилами. По мере продвижения от указанного фланга на север мощность тел лиственитов резко уменьшается, вплоть до полного выклинивания (см. рис. 179).

Нет сомнений, что Пышминско-Ключевское месторождение - полигенный и полихронный объект, возникновение которого обусловлено поступлением флюидов, возникших при развитии поздних коллизионных процессов (в поздней перми и триасе).

Представляется, что в очередной раз рудник может возродиться, лишь ориентируясь на два обстоятельства: 1) если существенно возрастет цена медно-кобальтового концентрата, на чем выше мы уже заостряли внимание; 2) необходима оценка южного фланга месторождения на золото. Ведь сопряженность золотоносных кварцевых жил с березитами-лиственитами - факт общеизвестный. Одним словом, оценка перспектив месторождения должна быть комплексной.

Очерк по Гагарскому месторождению составлен главным образом по материалам, суммированным в диссертации В.Ф.Рябинина “Геология, околорудный метасоматоз и оруденение золоторудного месторождения (Урал)” (Свердловск, 1988, 268 с., - Институт геологии и геохимии УрО РАН), а также в отчетах по поискам, разведке и эксплуатации объекта (ОАО УГСЭ, 1980-1995 гг.).

Гагарское месторождение - это сегодня единственный на Урале золоторудный объект промышленной золотоносности, сформировавшийся в связи с поздней коллизией (260 ± 10 млн. лет, Рябинин, 1988). Оно расположено в 32 км к востоку (через него проходит Сибирский такт) от г. Екатеринбурга, локализуясь в восточной части Восточно-Уральского поднятия, точнее в южном обрамлении Мурзинско-Адуйского гнейсово-магматитового комплекса. Западное крыло последнего сложено плагиогнейсами, восточное - гранитоидами (рис. 180). С трех сторон (с запада, востока и юга) комплекс ограничен разломами (коллизийными швами). Породы указанного комплекса относятся к метаморфитам амфиболитовой и амфиболит-эпидотовой фаций регионального метаморфизма и представлены биотитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами, амфиболитами, мраморами и кристаллическими сланцами (см. рис. 180). Гранитоиды подразделены на три группы по возрасту: гранодиорит-адамеллиты (347-312 млн лет), гранит-адамеллиты и граниты (312-282 млн лет, граниты более молодые по геологическим данным; датировки произведены на базе определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом).

Обрамление гнейсового комплекса представлено вулканогенно-осадочными породами, претерпевшими зеленосланцевый метаморфизм. Месторождение расположено в южной части сланцевого обрамления и отчетливо контролируется пересечением широтного и диагонального глубинных разломов (рис. 181). Рудовмещающий комплекс пород представлен переслаивающимися плагиогнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами и плагиогранитами. Для пород комплекса весьма характерна гнейсовая текстура. На основе результатов исследования гранатов и цирконов из амфиболитов и плагиогнейсов и типоморфных особенностей тех и других пород (распределение хрома, никеля, кобальта, стронция, рубидия) сделано заключение о смешанной (магматогенной и осадочной) природе их эдуктов.

Оруденение локализовано в толще “плагиогранитов”, для которых на основании текстурно-структурных особенностей, а также результатов исследований граната и циркона предполагается метаморфогенно-метасоматический генезис (Рябинин, 1987, 1988). Для пород характерно широкое распространение катакластических и бластических микроструктур, а также явлений перекристаллизации. “Плагиограниты” состоят из (в об.%) кварца (10-20), биотита (2-10), плагиоклаза (60-80), хлорита (до 30), граната (до 2); в качестве акцессорного минерала всегда присутствует магнетит. На основе результатов определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом плагиогранитов (265-270 млн лет, по биотиту) и плагиогранитизированных амфиболитов (265-270 млн лет по биотиту и 285-300 млн лет по сине-зеленой роговой обманке) полагается, что плагиогранитизация в пределах Гагарского рудного поля проявилась в C_2-P_1 . Температура развития этого процесса, определенная на базе роговообманково-плагиоклазового и биотит-гранатового термометров, составляет 490-650 °C (Рябинин, 1988).

Кроме плагиогранитизации, на месторождении проявлены следующие метасоматические процессы: амфиболитизация, биотитизация, эпидотизация, серицитизация (площадная), серицитизация+окварцевание, окварцевание (прожилковое) - перечислены от ранних к поздним. Второй, пятый и шестой процессы сопровождалась сопутствующей минерализацией.

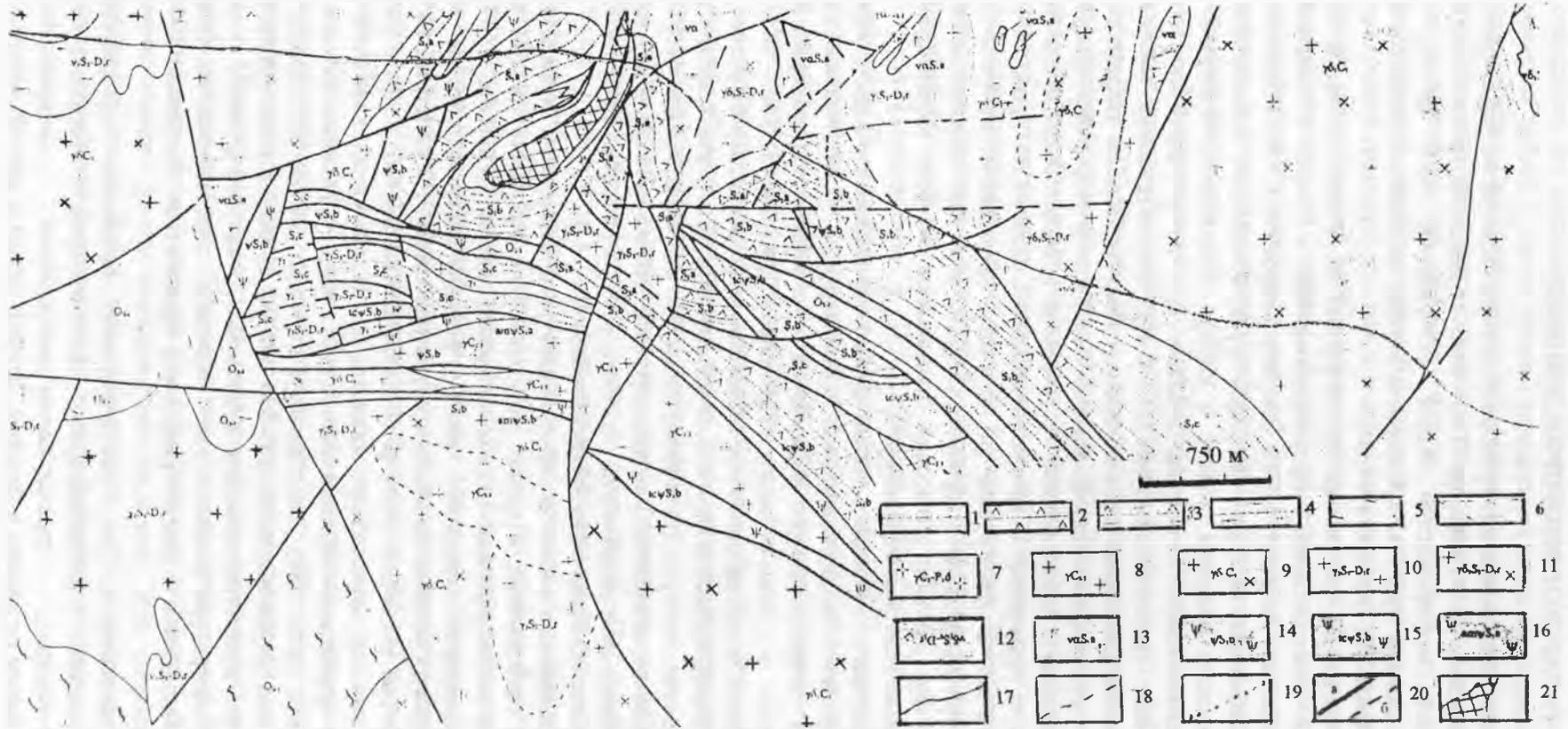


Рис. 180. Геологическое строение района Гагарского месторождения. По данным геологосъемочных и поисковых (1980-х гг.), эксплуатационных (1991-95 гг.) работ с незначительными изменениями и упрощениями:

1-4 - силурийские образования: 1 - мраморы (S_{1c}), 2 - амфиболиты (S_{1a}), 3 - сланцы кристаллические с прослоями амфиболитов и биотитовых и амфибол-биотитовых плагиогнейсов, 4 - сланцы слюдисто-кварцевые (S_{1o}); 5 - сланцы углисто-кварцевые, графитисто-кварцевые, слюдисто-кварцевые с прослоями кварцитов и мраморов ($O_{2,3}$); 6 - кристаллические сланцы, плагиогнейсы, амфиболиты, иногда кварциты и мраморы; 7 - граниты порфиристо- и гнейсовидные адуйского комплекса; 8 - граниты разномерные; 9 - гранодиориты, адамеллиты, реже габбро-диориты; 10 - плагиограниты и плагиоадамеллиты; 11 - плагиограниты, реже кварцевые диориты; 12 - габбро-диориты, реже диориты; 13 - амфиболиты по габбро, реже габбро-амфиболиты; 14 - серпентиниты по дунитам, гарцбургиты; 15 - тальк и хлорит-карбонатные породы; 16 - серпентиниты с актинолитом; 17, 18 - контакты пород: достоверные (17) и предполагаемые (18); 19 - границы между фациями; 20 - дизъюнктивные нарушения установленные (а) и предполагаемые (б); 21 - Гагарское месторождение

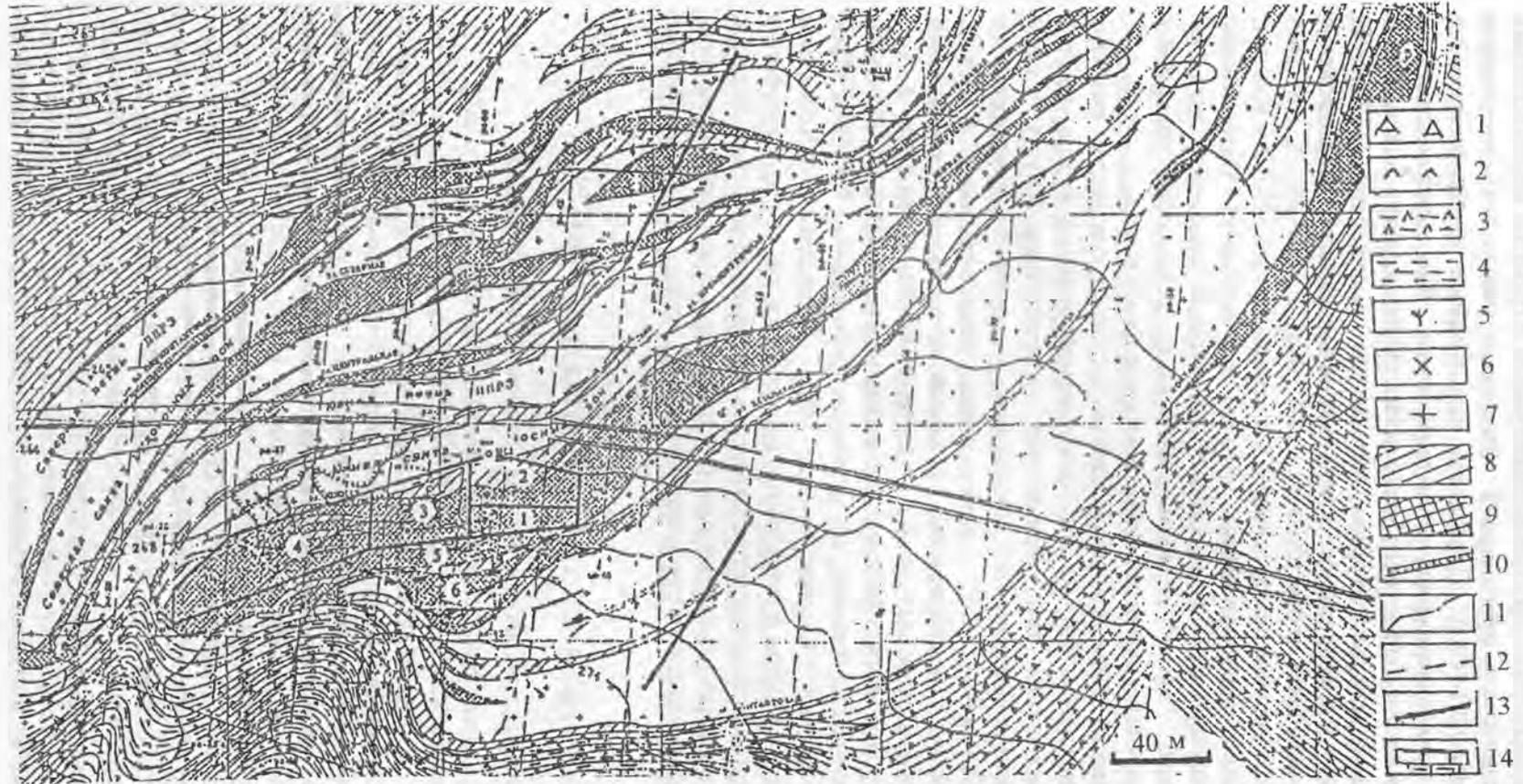


Рис. 181. Геологическое строение Гагарского месторождения.

Компиляция с использованием материалов поисково-разведочных (1980-х гг.) и эксплуатационных (1991-95 гг.) работ:

1 - плагиогнейсы; 2 - амфиболиты; 3 - сланцы амфиболито-плагноклазовые; 4 - сланцы графитисто-кварцитовые; иногда кварциты; 5 - серпентиниты и серпентинизированные ультрабазиты (дуниты, гарибургиты и др.); 6 - плагиогранодиориты; 7 - плагиограниты; 8 - плагиограниты метасоматически измененные (биотитизированные, альбитизированные, серицитизированные); 9 - рудные зоны (около контуров зон приведены их названия); 10 - кварцевые жилы; 11 - контакты пород; 12 - дизъюнктивные нарушения; 13 - канавы; 14 - действующие (сплошная линия) и планируемые (пунктир) участки подземного выщелачивания Au

Биотитизация развита в “плаггиогранитах” в виде зон, обогащенных биотитом, а также в форме “пятен”, в пределах которых “первичный” грязно-зеленый биотит замещается его бурой разновидью, нередко ассоциирующей с гранатом (пиральспитом). На основе биотит-гранатового термометра Т образования указанного минерального парагенезиса оценена в 430-440 °С. Парагенезис кварц+серицит представляет собой внутреннюю зону тел околорудных метасоматитов. Последние отчетливо контролируются разломами субширотного и северо-восточного простирания (см. рис. 166). Их протяженность достигает первых сотен метров, а мощность 20-30 м. По доломит-кальцитовому термобарометру определены РТ-параметры формирования метасоматитов, составляющие соответственно 0,4 кбар и 316-360 °С. Возраст метасоматитов отвечает границе между нижней и верхней пермью (255-265 млн лет, определение выполнено калий-аргоновым методом по серициту). Окварцевание (прожилковое) устанавливается по появлению линзовидных прожилков дымчато-серого кварца, а также “пятен” неправильной формы, достигающих нескольких сантиметров по длинной оси и имеющих существенно кварцевый состав.

Как уже отмечалось выше, на месторождении выделены три стадии развития рудной минерализации (табл. 59). Из них золотоносной является вторая, которая сопряжена с формированием кварц-серицитовых метасоматитов. В эту стадию возникли две рудные минеральные ассоциации - пирит-халькопиритовая и полиметаллически-теллуридная. По золоту продуктивна последняя из них, представленная пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, самородным теллуrom, золотом (пылевидные выделения) и теллуридами свинца, висмута, железа, серебра, золота. Теллуриды обычно фиксируются в виде интерстициальных включений (до 0,1 мм) в нерудной массе. Флюиды, обусловившие формирование месторождения, имели мантийную природу (Сазонов и др., 1986). Последним обусловлены существенно теллуридный состав рудной массы, преимущественно теллуридная форма вхождения золота в руды, широкое распространение в последних самородного теллура. Выделены высоко- и низкотемпературные парагенезисы теллуридов: первые (свинцово-висмутовые разности) кристаллизовались при Т = 580 °С, вторые (золото-серебряные разности) - 250 °С.

Таблица 59

Стадии рудной минерализации Гагарского месторождения

Минералы	Минерализация		
	1	2	3
Пирротин	—		
Пирит	—	—	—
Халькопирит	—	—	
Марказит			
Сфалерит	—	—	
Галенит		—	
Теллуриды	—	—	
Золото	—	—	
Типоморфные изменения	Биотитизация	Кварц-серицитовые метасоматиты	Кварцевое прожилкование

Изложенные данные позволяют связывать формирование оруденения Гагарского месторождения с подновлением субширотного и северо-восточного разломов в процессе поздней коллизии, имевшей место на рубеже верхней и нижней перми. В результате возникли зоны катаклаза - каналы дренирования подкорового флюида. Последний в

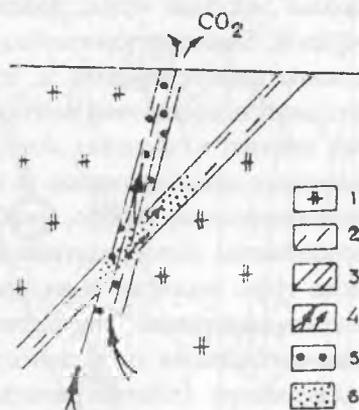
процессе своего развития мог частично увлекать и остаточные части гранитизирующего раствора, насыщенного рудными компонентами, в том числе и золотом. Падение Р в зонах катаклаза вызвало резкое снижение Т флюида, выкипание из него CO_2 , возрастание рН. Результатом явилось сравнительно кратковременное и одноактное отложение большей части рудных компонентов (рис. 182). В случае сохранения относительно высокого Р в системе имело место формирование метасоматитов березит-лиственитовой формации, представленных телами лиственитизированных пород основного состава и березитизированными кристаллическими сланцами. Золотоносность таких образований на месторождении осталась неизученной.

Рис. 182. Генетическая модель формирования зон околорудных метасоматитов

Гагарского месторождения.

По (Рябинин, 1988):

- 1 - "плаггиогранит";
- 2 - кристаллические сланцы;
- 3 - зона дробления, катаклаза;
- 4 - направления перемещения флюидов;
- 5 - минерализованные метасоматиты (нерудный парагенезис кварц+серицит);
- 6 - березитизация



Перспективы обнаружения золоторудных месторождений "гагарского" типа определяются наличием блоков гранитизированных пород, подвергшихся катаклазу, обусловленному подновлением глубинных и возникновением новых разломов (шовных зон) в процессе развития коллизии на рубеже нижней и верхней перми.

КРЫЛАТОВСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ (24)

Крылатовское золоторудное месторождение расположено в 35 км на юго-восток от г. Екатеринбурга. Оно открыто в 1803 г. жителем дер. Курганово Крылатковым. В первых образцах руды содержание золота было очень высоким (419 - 504 г/т). Однако при детальном опробовании кварцевых жил в процессе добычных работ их высокая продуктивность не подтвердилась и эксплуатация была приостановлена. В 1901 - 1913 гг. месторождение разведется проходкой колонковых скважин до глубины 50 м и канав. По результатам разведки было заложено несколько эксплуатационных шахт глубиной 20 - 67 м. До 1913 г. путем амальгамации крылатовских руд было получено 581,5 кг золота. В 1909 - 1913 гг. цианированием эфелей извлечено 64,5 кг золота и 12,5 кг серебра. В 1914 г. эксплуатация месторождения прекращена в связи с тем, что выгоднее оказалось извлекать золото из руд золотосодержащего Дегтярского медноколчеданного месторождения.

В 1932 - 1935 гг. старательской артелью была восстановлена самая глубокая шахта. Однако из-за малого объема добывавшейся руды и низкого содержания золота в ней работы оказались нерентабельными и были прекращены. В 1939 - 1942 гг. объект разведан до глубины 120 - 130 м колонковыми скважинами как возможный источник флюса для Среднеуральского медеплавильного комбината. По результатам этих работ был создан Крылатовский рудник, который "живет" и ныне. При составлении очерка

использованы данные В.П.Трифорова (1948), И.Т.Самарцева и др. (1976 г.), В.Н.Сазонова (1984), а также материалы геологосъемочных и поисково-разведочных работ. Месторождение изучали А.А.Иванов (1925), А.П.Смолин и А.И.Суриков (1931), К.В.Мокрушин (1935), Ф.М.Казаченко, Н.Н.Пименов, П.В.Покровский и др. (1953), Т.Г.Тресвятская, З.В.Сенчукова, Н.Н.Фадеев, А.С.Хамьянов, Л.Н.Иванова, А.М.Зельтен (1963) и другие.

Месторождение локализуется в Новоалексеевском массиве плагиогранитов (D_{2-3}), как правило, в той или иной мере эпидотизированных. Химический состав этих пород приведен в табл. 60 (№ 1, 9, 13). Указанный массив имеет клиновидную форму (рис. 183): вытянут по меридиану, отчетливо сужается к югу и на глубину. Вмещающие породы массива представлены порфиритами андезит-базальтового и базальтового составов, бластомилонитами по ним (рис. 184), а также хлорит-серицитовыми, углисто-кремнистыми сланцами с прослоями кварцитов и мраморизованных известняков. Западный и восточный контакты массива тектонические. Первый из них - это мощная зона смятия, в пределах которой проявлены интенсивно дробление, милонитизация, в некоторых местах меланж. В ней отмечаются блоки и крупные глыбы, представленные серпентинитами, габбро, диабазами и др. В восточной экзоконтактной зоне массива расположены непосредственно у границы плагиогранитов базальтовые порфириты, а также туфы этого же и андезит-базальтового состава; дальше от указанной границы - андезит-дацитовые порфириты, еще дальше - углисто-кремнистые сланцы с незначительными по мощности телами (прослоями) кварцитов. Породы, вмещающие крылатовские плагиограниты, подверглись региональному метаморфизму (низы зеленосланцевой фации, см. табл. 60). Сам массив подвергнут четырехстадийному гидротермальному воздействию (табл. 61).

Понятно, что массив плагиогранитов формировался в тектонически активной зоне. Тектоническая активность сохранилась и после его консолидации, что подтверждается развитием в нем сбросов, сдвига-взбросов и взбросов. Реализация этих тектонических элементов обусловила формирование в плагиогранитах довольно мощных (до 200 м) зон рассланцевания (Самарцев и др., 1976).

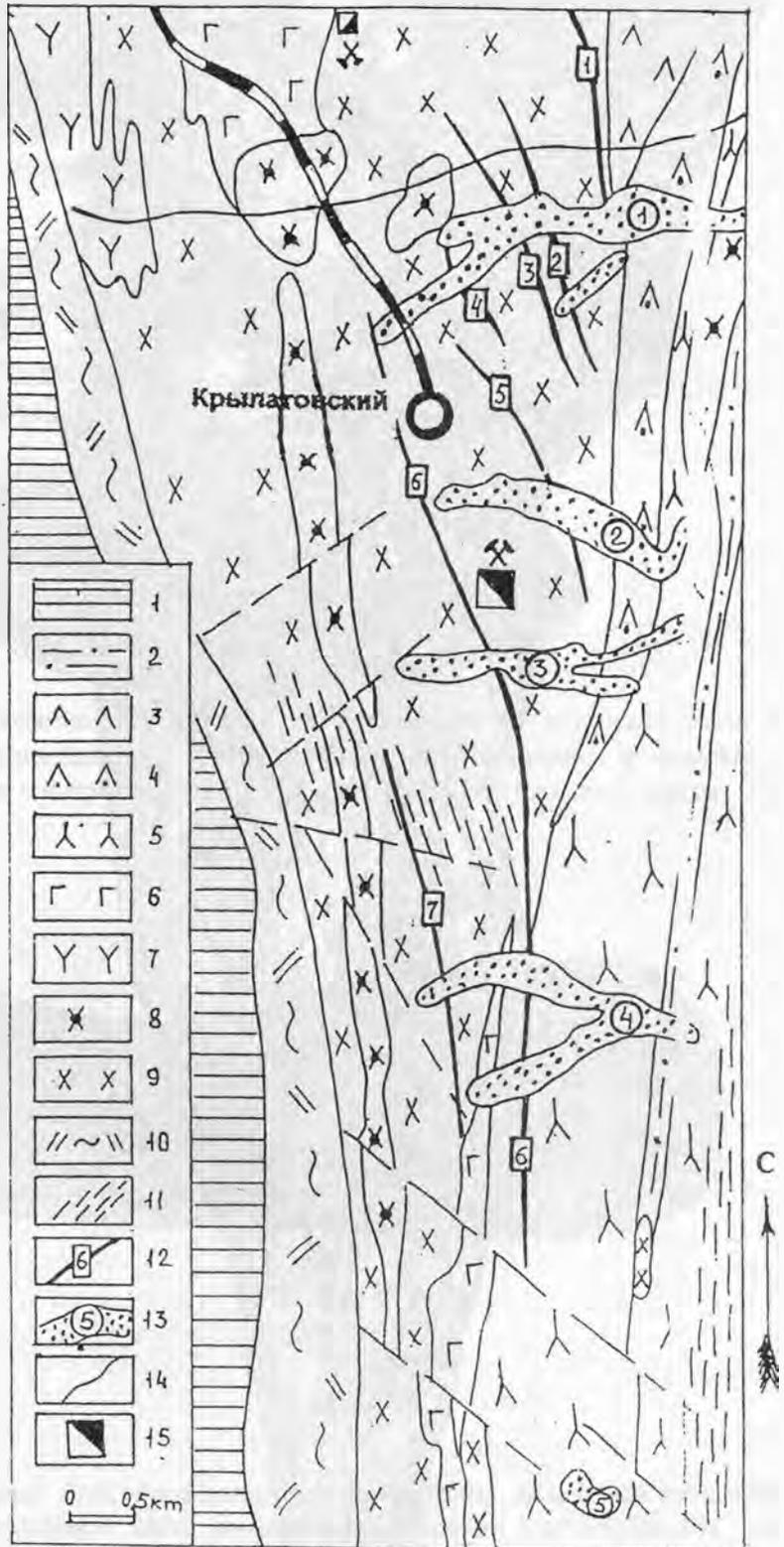
Крылатовский разлом (разрыв-скол) прослежен на 8 км (в плагиогранитах на 4 км, в породах его кровли на 6 км). Разлом контролирует главную рудную зону месторождения. Протяженность последней до 3 км, мощность 25-40 м.

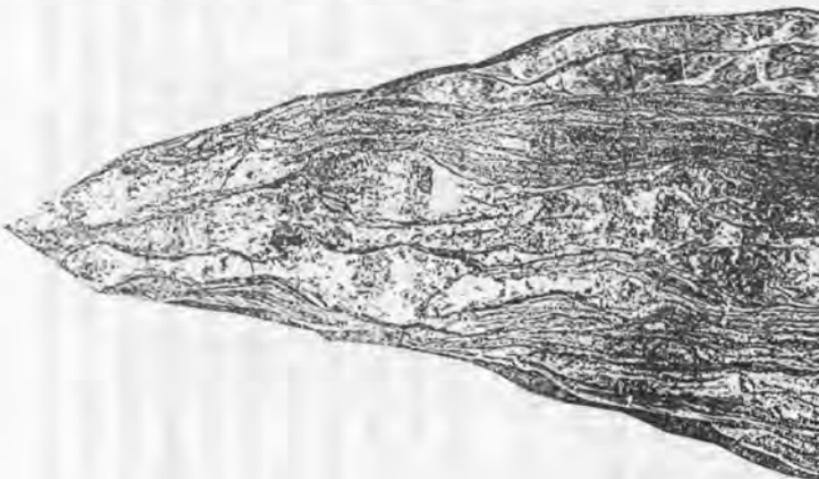
В этой рудной зоне можно выделить: кварцево-сланцевые залежи (березиты, см. В.Н. Сазонов, 1984), сланцево-кварцевые линзы, существенно кварцевые жилы-линзы, будинированные кварцевые жилы (рис. 184, 185). В рудной зоне выделено несколько (до 5) кварцево-сланцевых залежей. Залежи изолированы друг от друга, иногда они сливаются, а через какой-то интервал по простиранию и падению снова расходятся. Кварцевые жилы-линзы, кроме Крылатовского разлома, имеются и в других субпараллельных, но меньшей протяженности и мощности. В этих зонах выявлено более 100 кварцевых жил.

На основании данных гравиметровой съемки полагается, что под Крылатовским месторождением (ниже массива плагиогранитов) расположено тело гранитоидов - аналог таковых Верхисетского массива. Сказанное подтверждается тем, что в плагиогранитах установлены дайки гранит-аплитов, микрогранитов, гранит-порфиоров, которые, судя по материалам, имеющимся по верхисетским гранитоидам (Бушляков, Соболев, 1976), являются продуктами тоналит-гранодиоритовой магмы. Таким образом, указанные дайки с Крылатовским массивом плагиогранитов связаны лишь пространственно. Заметим, что приведенный вывод подтверждается результатами определения абсолютного возраста плагиогранитов (380 млн лет) и березитов по ним (320 млн лет). Плагиограниты - продукты дробления и метасоматоза в зоне разлома (рис. 186), "поразившего" андезит-базальтовые порфириты.

Рис. 183. Геологическая карта Крылатовского месторождения. По материалам Крылатовской геологоразведочной партии с изменениями и дополнениями:

1 - заболоченная, перекрытая четвертичными отложениями часть района месторождения; 2 - сланцы углисто-кремнистые, иногда кварциты; 3 - базальтовые порфириды и туфы того же состава; 4 - туфы базальтового и андезит-базальтового составов; 5 - андезит-дацитовые и дацитовые порфириды зеленокаменно преобразованные; 6 - габбро роговообманковые и роговообманково-пироксеновые; 7 - риолиты; 8 - диориты, местами разгнейсованные; 9 - плагιοгранодиориты, участками сильно разгнейсованные; 10 - зона разлома (сдвигонадвиг); 11 - зоны интенсивного рассланцевания пород; 12 - кварцевые жилы и их номера; 13 - золотоносные россыпи и их номера; 14 - геологические границы; 15 - шахты





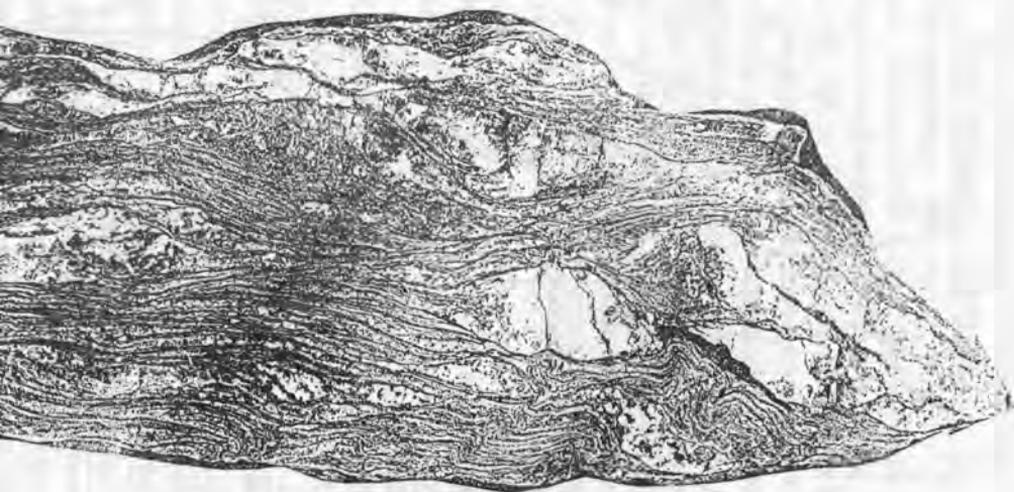


Рис. 184. Характер строения рудных зон Крылатовского месторождения.

Глыба из отвала Центральной шахты. 1/4 натуральной величины.

Матрица породы (серое, сланцеватое) - березиты по плагиигранитам, минерализованные сульфидами; белое - кварц, часто трещиноватый, иногда минерализованный сульфидами и золотом; черные «пятна» в кварце и по границе его зерен с березитами - хлорит сорудной стадии

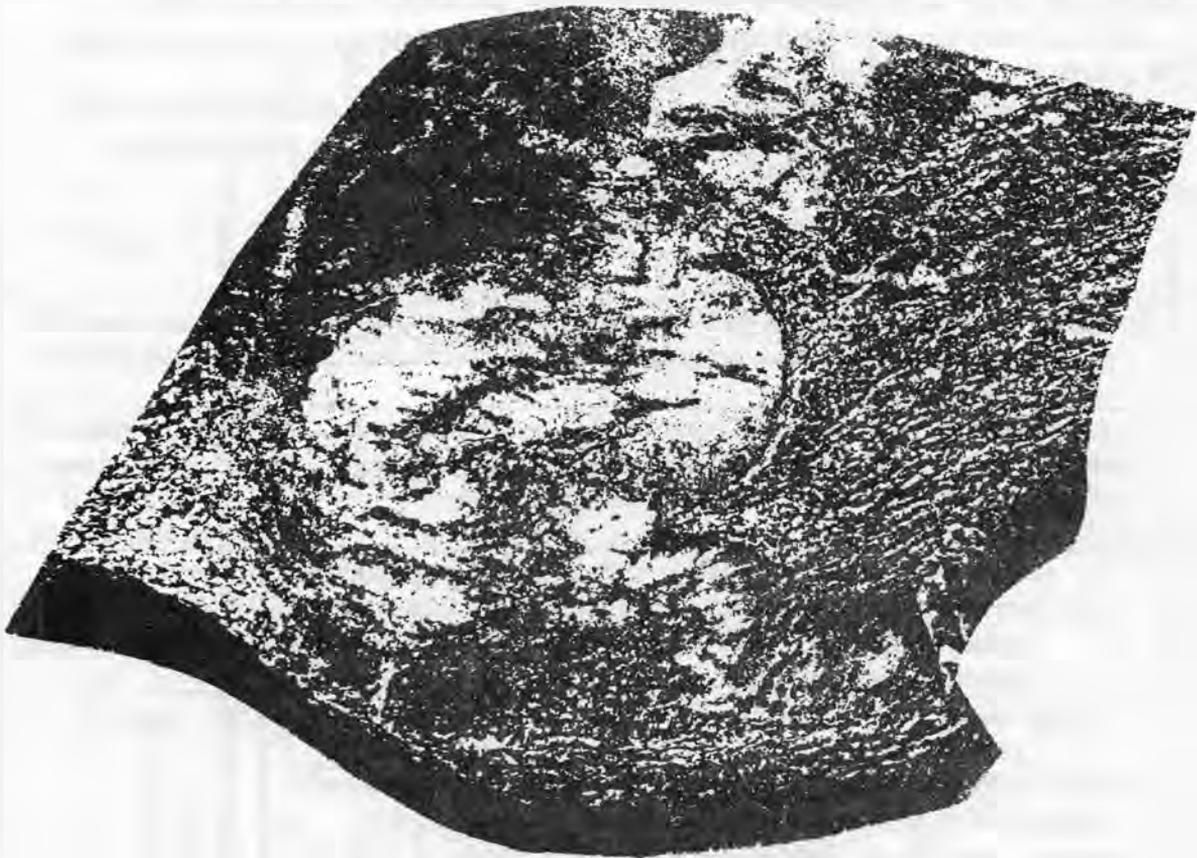


Рис. 185. Будинированная и смятая в складку (светлое) кварцевая жила в сланцеватом апоплагиогранитном березите (светло-серое). Темно-серое в будинах - сульфидная золотоносная минерализация. Штуф из отвала Центральной шахты. 3/2 натуральной величины



Рис. 186. Полосчатые blastомилониты по порфиритам андезит-базальтового состава, развитым в контактовой части массива крылатовских плагиогранитов. 1/3 натуральной величины

Таблица 60

Химический состав (мас. %) эпидотизированных плагиогранитов Крылатовского месторождения и метасоматитов, образовавшихся при их березитизации (по В.Н.Сазонову, 1984)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	65,18	63,80	62,61	59,07	65,60	64,00	60,88	55,40	66,10	60,82	58,90	55,00
TiO ₂	0,41	0,37	0,36	0,42	0,37	0,38	0,38	0,40	0,49	0,63	0,67	1,07
Al ₂ O ₃	15,58	16,40	15,30	15,82	15,40	16,21	18,13	20,67	15,20	16,86	18,26	26,18
Fe ₂ O ₃	1,01	1,03	1,82	2,43	1,83	1,01	0,96	0,89	2,14	1,69	1,47	1,92
FtO	3,75	2,98	2,56	1,59	3,24	2,88	2,82	2,70	3,40	3,37	2,33	1,76
Fe	-	-	-	1,01	-	-	0,09	0,59	-	-	0,07	0,09
MnO	0,06	0,07	0,11	0,12	0,11	0,10	0,10	0,09	0,10	0,11	0,11	0,02
MgO	2,24	1,35	1,25	1,45	1,98	1,12	1,17	1,14	2,11	1,87	1,23	0,70
CaO	2,99	2,74	3,38	3,95	4,50	3,74	3,52	3,85	4,63	3,86	3,62	0,99
Na ₂ O	3,92	3,69	3,20	0,94	3,38	2,95	2,51	1,84	2,42	1,96	1,70	0,38
K ₂ O	1,71	2,35	3,14	4,43	1,92	2,51	3,89	5,42	1,40	2,82	4,25	7,89
P ₂ O ₅	0,13	0,13	0,13	0,10	0,19	0,14	0,14	0,13	0,15	0,15	0,14	0,14
S	0,01	0,02	0,03	0,16	0,01	0,02	0,10	0,68	0,02	0,03	0,08	0,10
H ₂ O ⁺	2,10	1,90	1,23	2,23	1,29	2,37	1,86	2,61	1,37	2,13	2,12	0,42
CO ₂	0,08	2,30	4,38	4,50	0,09	2,60	3,85	3,87	0,22	3,93	4,38	1,23
Сумма	99,17	99,13	99,54	99,22	99,91	99,93	100,4	100,2	99,75	100,2	99,33	100,7

Примечание. 1,5,9 - плагиогранит эпидотизированный; 2,6,10 - кварц-хлорит-серицит-альбитовый с карбонатом метасоматит; 3,4,7,8,11 - карбонат-альбит-кварц-серицитовый метасоматит; 12 - березит.

Метасоматические колонки по горизонтам: 130 м (1-4), 354 м (5-8), 630 м (9-12)

Отчетливо видна полосчатая текстура породы и характерные черты дробления массивной породы в условиях одностороннего сжатия и бластез кварца и плагиоклаза

Таблица 61

Последовательность развития минеральных ассоциаций (и парагенезисов) в породах рудовмещающего и рудоносного комплексов Крылатовского месторождения.

По И.Т.Самарцеву и др., (1976) и В.Н.Сазонову (1984)

Этап	Минеральные Ассоциации	Минеральный состав
Регионального метаморфизма	Серицит-хлорит-эпидотовая	Кварц, альбит, эпидот, хлорит (рипидолит), серицит, актинолит, биотит, кальцит, апатит, пирит
Площадного метасоматического изменения плагиогранитов	Кордиерит-мусковитовая	Кварц, альбит, хлорит (афросидерит), кордиерит, цоизит, мусковит, турмалин, апатит, рутил, биотит, магнетит
Локального предрудного изменения пород	Кварц-эпидотовая Кварц-серицит-карбонатная Кварцевая	Кварц, эпидот, альбит (№5) Кварц, серицит, доломит-анкерит, пирит крупнокристаллический Кварц ранний жильный
Рудный	Пирит-кварцевая Полиметаллически-кварцевая Карбонат-сульфатная	Кварц, кальцит, пирит, халькопирит-1, золото-1, линнеит Кварц мелкозернистый, анкерит, пирит, халькопирит-2, золото-2, теллуриды, сфалерит, галенит, молибденит, серицит, хлорит (тюрингит) Кварц, ангидрит, доломит, гипс, пирит, хлорит (прохлорит)
Пострудный	Цеолитовая	Цеолит (томсонит)

Крылатовское месторождение - это серия субмеридиональных минерализованных кварцевых жил (см. рис. 183). На юге жилы сближаются, их азимут простирания 350° , а на севере несколько расходятся и становятся ориентированными по азимуту 320° . Падение основных кварцевых тел северо-восточное под углом $65 - 75^\circ$. На месторождении выделены 6 тектонических зон с развитыми в них кварцевыми жилами: 1) № 5, 12 и др. (протяженность 1,7 км); 2) Мало-Чесноковская (длина 3,5 км); 3) Контактная, Грязнушинская и др. (прослежена на 6 км); 4) Кунгурская и Моховая (простирается на 2,5 км); 5) Кислянская (длина 2,5 км) и 6) "Широкая линия" и др. (прослежена на 2,5 - 3,0 км). Кроме этих зон, известны несколько более мелких, которые имеют северо-восточную и субширотную ориентировку. К ним приурочиваются жилы Узкоколейная, № 130 и др., имеющие крутое падение на юго-восток, а также Костыревская жила, падающая столь же круто, но на север. Жилы в тектонических зонах залегают согласно со сланцеватостью. В целом Крылатовское рудное поле контролируется клинообразным окончанием гранитного массива и обрамляющими его Дегтярским и Крылатовским разломами.

Издавна считается, что крылатовские кварцевые жилы залегают в кварц-серицитовых апоплагиогранитных сланцах. В действительности это сланцеватые березиты (см. Сазонов, 1984). Строение ореола березитизации плагиогранитов около Чесноковской жилы иллюстрируется рис. 187. Химический состав метасоматитов с трех горизонтов приведен в табл. 60. Формирование крылатовских кварцевых жил началось при $P=1,8$ кбар и $T > 400^\circ\text{C}$, а закончилось при существенном снижении этих параметров: $P=0,6$ кбар и $T=320 - 270^\circ\text{C}$.

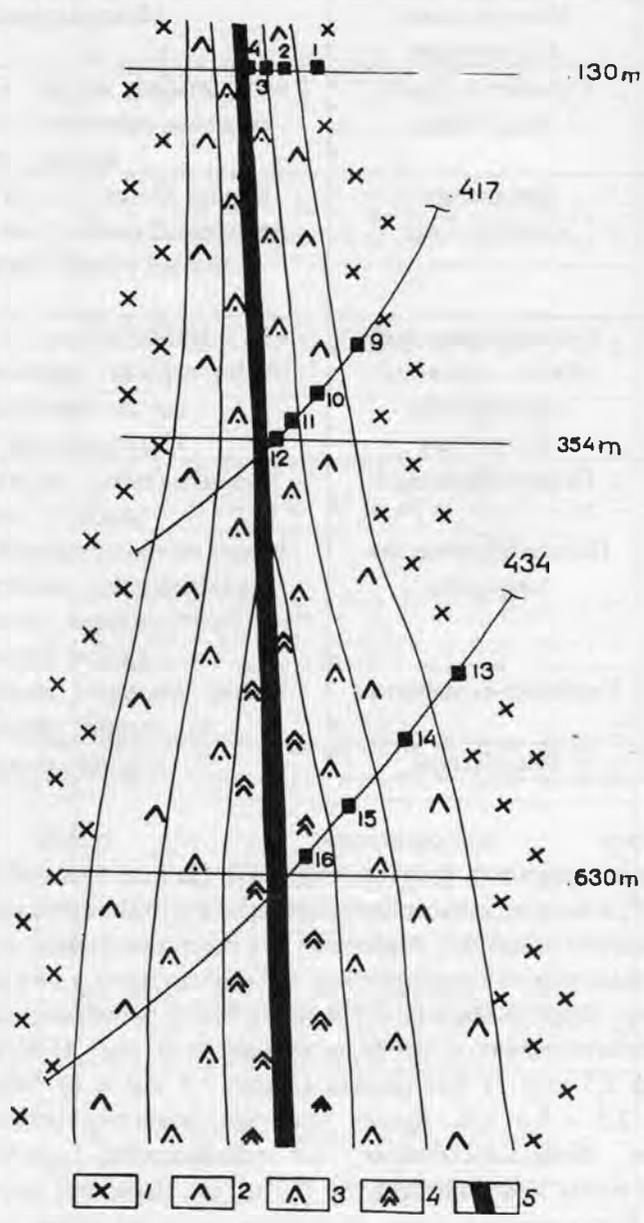


Рис. 187. Фрагмент строения околожильной метасоматической зональности, возникшей при березитизации плагиогранитов Крылатовского массива: 1 - эпидотизированный плагиогранит; 2 - 4 - метасоматиты: 2 - хлорит-кварц-серицит-альбитовый с карбонатом, 3 - кварц-карбонат-серицит-альбитовый, 4 - березит; 5 - кварцевая жила; черные квадраты - образцы

Флюид был существенно водным, хлоритипным, содержал К, CO_2 , S. Химизм процесса березитизации и минеральные преобразования при его развитии стандартны и рассмотрены в работе одного из авторов (Сазонов, 1984).

Главная жила месторождения (Чесноковская) разведана до глубины 610 м (до 130 м горными выработками, глубже буровыми скважинами). Другие жилы оценены на меньшую глубину (как правило, до 130 - 250, местами до 370 м). С целью оценки возможности распространения жил и минерализации, сопряженной с ними и околорудными метасоматитами, была исследована околожильная метасоматическая зональность (Сазонов, 1984). Кратко суть полученных результатов сводится к следующему. В центральной части месторождения (жила Чесноковская) березиты (внутренняя зона тела метасоматитов) выклиниваются по восстанию. Мощность кварцевых жил с глубиной увеличивается, метасоматитов - или остается неизменной, или незначительно возрастает (см. рис. 187). В ореолах околожильных метасоматических изменений восточной части месторождения березиты отсутствуют, внутренняя зона представлена кварц-карбонат-серицит-альбитовыми метасоматитами. Мощность кварцевых жил и сопряженных с ними метасоматитов здесь с глубиной уменьшается. В пределах зоны Чесноковской апикальная часть тела околорудных изменений на севере расположена на глубине 350, на юге - 150 м, то есть оно эродировано неглубоко. Таким образом, наиболее перспективный участок месторождения - это центральная и северная части жилы Чесноковской. Форма кварцевых жил в тектонических зонах весьма сложная: часты расщепления по простиранию и падению, пальцевидные и тупые выклинивания.

На месторождении выделены 2 типа руд: кварцевый и сланцевый. Руды первого типа на 80 - 98 об.% состоят из кварца, их примеси представлены хлоритом, серицитом, рудными минералами. Количество последних обычно не превышает 1 - 2 % от объема руды. Среди рудных минералов резко преобладает пирит (не менее 90 об. %). Перечислим другие рудные минеральные фазы в порядке уменьшения количества: халькопирит, молибденит, золото, теллуриды, сфалерит, галенит (табл. 62). На контакте с кварцевыми телами (жилами) сланцы содержат согласные тонкие и короткие жилки кварца, карбонатов и вкрапленность сульфидов. Количество золота в этих сланцах может достигать промышленного содержания, тогда они относятся к разряду "сланцевых" руд. Причем только с одного бока жилы известны такие руды. Границы "сланцевых" руд очерчиваются по результатам опробования на золото.

Кварцевые жилы и метасоматиты становятся продуктивными только в том случае, если в них получают развитие минералы кварц-полиметаллической ассоциации (см. табл. 61). И.Т.Самарцевым и др. (1976 г.) установлено, что пирит-кварцевая минеральная ассоциация имеет на месторождении площадное распространение. Кварц-полиметаллическая минеральная ассоциация зафиксирована только в Чесноковской тектонической зоне и в зонах, примыкающих к ней. С глубиной минералы полиметаллически-кварцевой ассоциации исчезают в последовательности: теллуриды, молибденит, сфалерит, галенит, заметно снижается количество халькопирита и мелкозернистого пирита. На верхних горизонтах величина золотин достигает 1 мм; на нижних горизонтах золото фиксируется в виде эмульсионной вкрапленности в пирите. На базе вертикальной метасоматической (Сазонов, 1984) и рудной (Самарцев и др., 1976 г.) зональности сделан вывод о том, что оруденение в центральной части Крылатовского месторождения сохранится до глубины 0,9 - 1,0 км. Оптимистическому прогнозу оруденения на указанную глубину в какой-то мере противоречит появление минералов сульфатно-карбонатной ассоциации в интервале глубин 350 - 450 м. Обнадеживает то, что это касается только флангов месторождения.

Кварцевые руды месторождения используются как флюс на медеплавильных заводах. "Сланцевые" руды обеднены SiO_2 , и в них повышенное содержание Al_2O_3 . Они требуют обогащения. Золото преимущественно ассоциирует с сульфидами.

Таблица 62

Минеральный состав кварцевых и сланцевых руд

Минеральный состав	Кварцевые тела, в том числе кварц		Сланцевые тела
	Ранней генерации	поздней генерации	
Нерудные минералы: главные..... подчиненные и примеси.....	99-99,5% Кварц II (главная масса жилы) Анкерит Доломит Мусковит Серицит Хлорит Турмалин Альбит	98-98,5% Кварц III (небольшая масса жилы) Анкерит Доломит Кальцит Серицит Хлорит Турмалин Альбит	97-98,5% Серицит Кварц Хлорит Кварц-I,II,III – в прожилках, Карбонаты Эпидот Турмалин Апатит Актинолит
Рудные минералы: главные..... подчиненные и примеси.....	0,5 - 1% Пирит II Халькопирит Пирротин Молибденит Халькозин Борнит Золото Галенит Сфалерит Теллуриды Арсенопирит (?)	1,5 - 2% Пирит III Халькопирит Пирротин Молибденит Халькозин Борнит Золото Галенит Сфалерит Теллуриды Арсенопирит (?)	1,5 - 3% Пирит-I,II,III Халькопирит Пирротин Молибденит Магнетит Рутил Золото
Золотоносность	Низкая	Самая высокая	От высокой до низкой, преобладает средняя

Наиболее тесна его связь с молибденитом, теллуридами, халькопиритом. Преобладает мелкое (от 0,008-0,1 до 0,5, редко 2-3 мм). Видимое золото в рудах месторождения весьма редко. Проба золота 910, отношение Au/Ag в золоте и руде соответственно составляют 10 и 4,6.

Генеральная закономерность распределения золота определяется неравномерным распределением кварца поздней генерации и поздней продуктивной ассоциации, включающей халькопирит, молибденит, теллуриды, галенит, сфалерит.

Можно с достаточной вероятностью наметить следующие стадии развития месторождения: образование разломов, внедрение даек (альбитофиры, кварцевые диорит-порфиры, наиболее поздние - плагиогранит-порфиры, связаны, видимо, с Верхисетским массивом гранитоидов тоналит-гранодиоритовой формации), последайковое сильное рассланцевание пород, включая и дайки, метасоматоз (биотитизация, альбитизация, эйситизация, хлоритизация, березитизация). Завершилась прерудная стадия образованием жильного кварца-I с вкрапленностью преимущественно пирита-I. Рудная стадия - выделение кварца-II (основная масса жил), позднее кварца-III с последующей продуктивной минеральной ассоциацией. Развитие

оруденения в березитах происходит синхронно с оруденением кварцевых жил. Пострудная тектоника проявлена очень слабо.

Как показано в (Сазонов, 1984), с точки зрения строения метасоматической зональности, перспективы объекта на глубину благоприятны. Об этом же свидетельствуют геологические и минералого-геохимические данные (Александров, 1972; Самарцев и др., 1976).

НЕПРЯХИНСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ (30)

Непряхинское рудное поле привлекло наше внимание по двум причинам. Первая - здесь в пределах Смоленского шахтного поля (западная часть Непряхинского месторождения) развиты совместно золотое оруденение кварц-жильного и медно-колчеданное с полиметаллическим уклоном типов. Естественно желание выяснить не только пространственные, но и возрастные взаимоотношения этих образований. Вторая причина - этот объект представлялся нам единственным, где золотая минерализация прожилково-вкрапленного типа локализуется в существенно каолинитовых образованиях (аргиллизитах?).

Добыча золота в пределах рудного поля началась в 1840-х гг. Отработка велась успешно до 1917 г. Затем Октябрьская революция и гражданская война сделали свое дело: рудники были на консервации до 1930 г. (не хватало средств, не было инвесторов). Сведения о том, что на Непряхинском месторождении были отработаны два крупных "куста" золота: первый (400 кг) был "взят" в 1872 г. при отработке Смоленской жилы, а второй (87 кг) - Мягкой "жилы" в 1910 г., сыграли положительную роль в возобновлении золотодобычи на рассматриваемой площади. Советское правительство, хорошо понимая значимость золота для восстановления и развития разрушенного хозяйства страны, приказом СНХ от 8 июня 1922 г. Непряхинское рудное поле внесено в список золоторудных объектов, имевших особое государственное значение. По неуточненным сведениям за период эксплуатации (1840-е - начало 1960 гг.) в его пределах было добыто более 2 т коренного и россыпного золота.

Непряхинский рудный район включает более 20 золоторудных объектов. Все отчетливо контролируются двумя параллельными, меридионально ориентированными зонами смятия, протяженность которых достигает 50 км (Альбов, 1947; рис. 188). Из рис. 188 следует, что в районе распространены следующие вещественные комплексы: 1) восточная часть Ильменского магматогенно-метаморфогенного; 2) базит-ультрабазитовый, представленный массивами габбро и серпентинизированных гарцбургитов, длиной до 10 км и больше, а шириной, как правило, первые километры; 3) вулканогенно-осадочный (сейчас это зеленосланцево измененные андезитовые порфириды и "черные" углисто-кремнистые сланцы; 4) дайковый (габбро-диабазы - очевидно, связанные с массивами габбро, гранит-порфиры и альбитизированные риолиты). Элементы залегания, а также взаимоотношения пород названных комплексов, исключая первый, хорошо видны на рис. 189. Химический состав сланцев приведен в табл. 63.

Таблица 63

Химический состав (мас.%) желтовато-серых (1) по площадным порфиридам (1) и вишневым (2) по дайковидным субвулканическим порфиридам "зеленых" сланцев Непряхинского месторождения. По (Альбов, 1935)

№ п/п	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	П.п.п.	Сумма
1	51,80	18,65	9,64	1,68	1,00	7,66	10,05	100,48
2	52,26	31,69	7,49	0,62	Следы	0,60	8,20	100,81

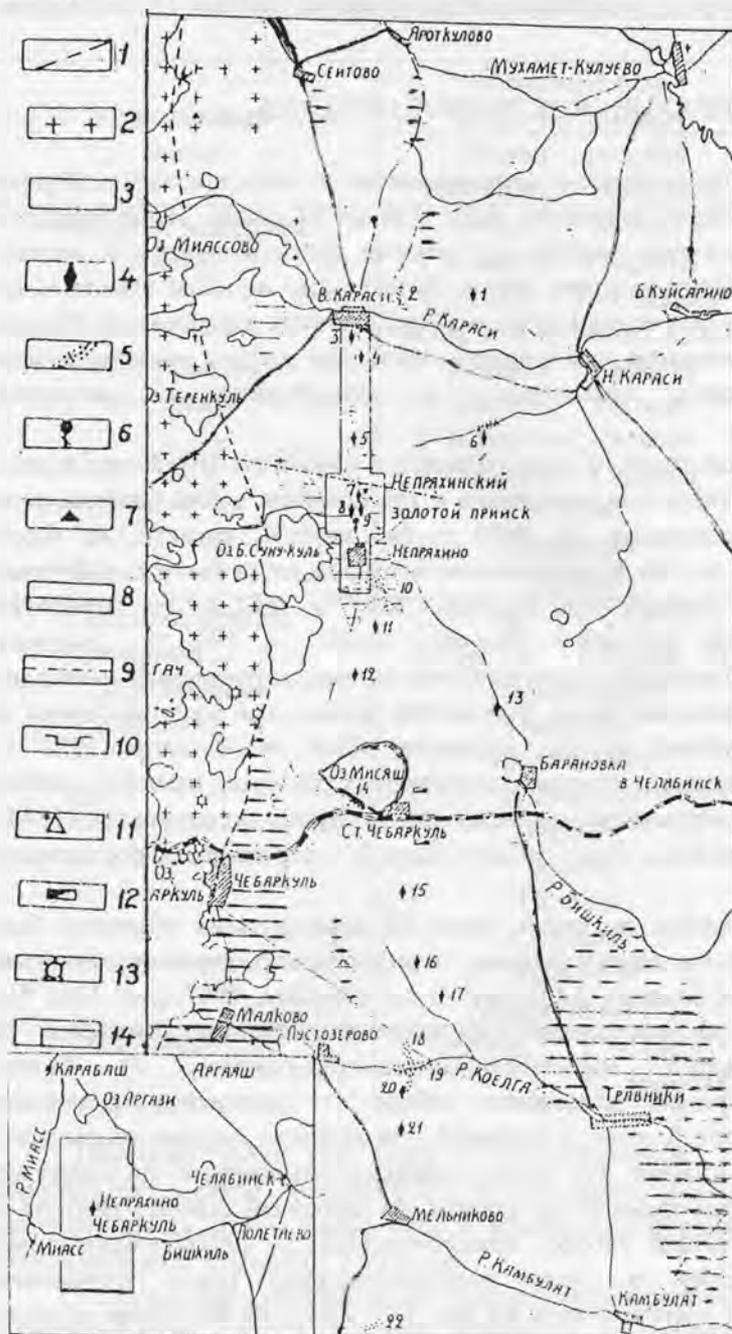


Рис. 188. Ситуационная карта и схема геологического строения района Непряхинского месторождения. По (Альбов, 1935) с изменениями:

1 - восточная граница Ильменского интрузивно-метаморфического комплекса; 2 - граниты и гранито-гнейсы; 3 - вулканогенно-осадочные и другие образования (PZ); 4 - 7, 10 - 13 - месторождения полезных ископаемых: коренные (4) и россыпные (5) золоторудные, медноколчеданные (6) и мышьяковые (7), хромитовые (10), тальковые (11), каолиновые (12), радиоактивных вод (13); 8 - основные породы (интрузивные) и змеевик; 9 - линия геологического разреза (разрез см. в работе М.Н.Альбова); 14 - площадь Непряхинского рудного поля.

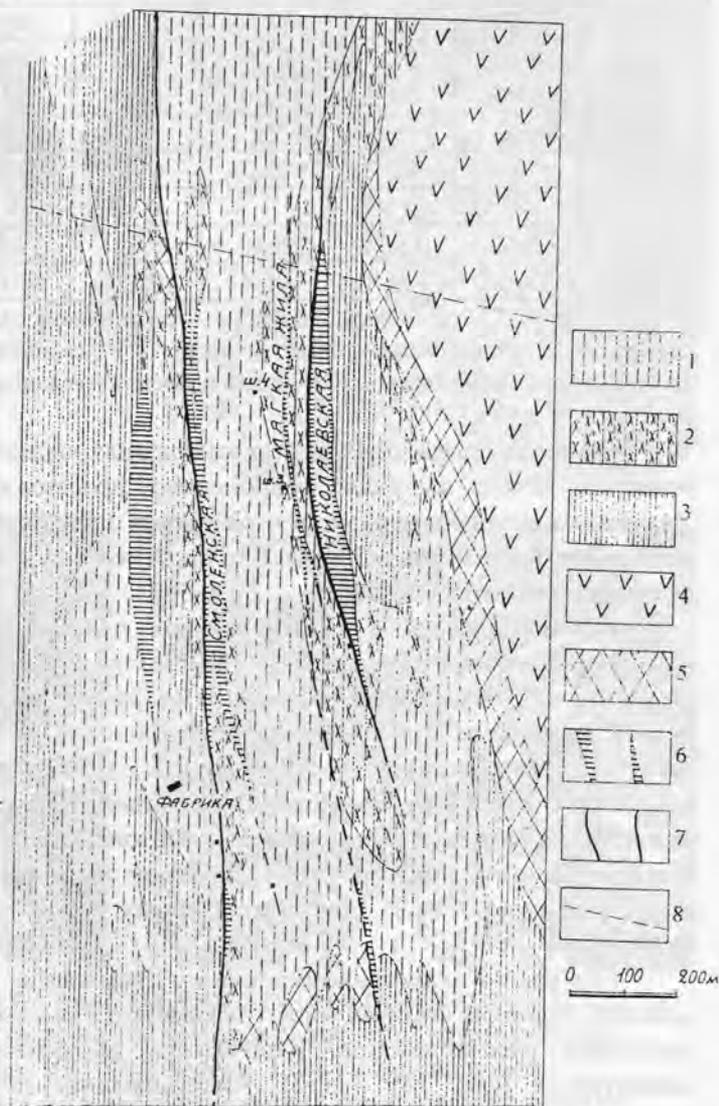
Список месторождений (цифры на карте): 1 - Куйсаринская жила 1 (альбитизированные, серицитизированные, аргиллизированные риолиты, минерализованные сульфидами и золотом); 2 - Карасинская золотоносная россыпь; 3 - 9 - золотопродуктивные кварцевые жилы: Ольгинская (3),

Шалашинская (4), Новиковская и Казанцевская (5), Алфеевская (6); Мягкая жила (7); Смоленская жила (8) и Колаевская жила (9); 10 - элювиальная россыпь "Моховое болото"; 11, 12, 13, 15 - 17, 21 - золотопродуктивные кварцевые жилы: Рощектаевская (11), Фоминская (12), Николо-Макарьевская (13), Ларионовская (15), Кабановская (16), Кабановская 2 (17), Воскресенские (21); 14, 18 - 20, 22 - золотоносные россыпи: оз. Мисли, Кабановская (18), долины р. Коелга (19), Воскресенская (по правому притоку р. Коелга (20), 22 - россыпь у пос. Мельниково

Из табл. 63 видно, что зеленосланцевое перерождение порфиритов андезитового состава сопровождалось значительным выносом SiO_2 и, судя по величине потерь при прокаливании, а также учитывая данные по другим месторождениям (Березовское, Шульгинское, Пышминско-Ключевское и др.), - заметным привносом H_2O и CO_2 . Габбро Непряхинского рудного района имеет следующий химический состав (мас.%): SiO_2 48,61; Al_2O_3 19,80; Fe_2O_3 3,27; FeO 6,61; CaO 12,76; MgO 7,69; Na_2O 0,70; K_2O 0,17; п.п.п. 1,37; сумма 99,98 (данные М.Н.Альбова, 1935 г.).

Рис. 189.
Схематизированное геологическое строение Непряхинского золоторудного месторождения. По (Альбов, 1935) с изменениями:

- 1 - уралитизированные андезитовые порфириты;
- 2 - кремнисто-глинистые сланцы;
- 3 - "черные" углисто-кремнистые сланцы;
- 4 - серпентиниты;
- 5 - тальк-карбонатные породы;
- 6 - альбитизированные и аргиллизированные риолиты;
- 7 - разломы;
- 8 - линия геологического разреза (разрез см. в работе М.Н.Альбова)



В условиях зеленосланцевой фации гарцбургиты Непряхинского района превратились в антигоритовые серпентиниты, а последние в участках наибольшей тектонической ослабленности - в тальковые сланцы. В зоне дробления серпентиниты, тальковые и углисто-хлоритовые сланцы метасоматически превращены в хлоритовые метасоматиты с тальком и углеродистым веществом. Химический состав перечисленных образований см. в табл. 64 (№ 1-5, 8).

Химический состав (мас.%) некоторых пород Непряхинского месторождения.
По (Аккерманцев, Болтыров, 1969)

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	60,4	39,15	59,24	57,70	37,44	56,70	89,80	96,74
TiO ₂	0,04	0,02	0,04	0,07	1,10	-	-	-
Al ₂ O ₃	1,18	2,10	2,00	2,85	16,10	30,35	5,62	2,18
Fe ₂ O ₃	1,51	5,40	1,44	2,13	7,69	0,15	0,54	0,21
FeO	3,07	1,42	3,58	3,17	2,77	0,35	0,28	0,28
MgO	29,38	38,57	28,74	28,30	20,00	0,91	0,55	0,38
CaO	0,18	0,02	0,21	0,42	2,39	0,34	0,18	0,23
Na ₂ O	0,06	0,06	0,04	0,04	0,10	0,10	0,12	0,08
K ₂ O	сл	сл	сл	сл	0,06	1,84	1,36	0,26
MnO	-	0,07	0,07	0,01	0,09	-	-	-
CO ₂	-	0,83	-	0,17	-	-	-	-
Ппп	5,06	13,22	5,10	5,26	11,80	9,34	1,54	0,89
Сумма	100,88	100,86	100,41	100,12	99,44	100,08	99,99	99,83

Примечание. 1,3 - тальковый сланец; 2 - серпентинит; 4 - углисто-хлоритовый (с тальком) сланец; 5 - углисто-хлоритовый сланец; 6 - серицит-каолиновый метасоматит; 7 - аргиллизированный углисто-кремнистый сланец; 8 - углисто-кремнистый сланец.

Вопрос о возрастных взаимоотношениях выделенных вещественных комплексов решается, исходя из общих современных представлений о геологическом строении Урала и на базе сопоставлений с районами, где стратиграфия образований, подобных выделяемым нами, разработана. Ультрабазиты и габбро мы относим к образованиям океанической обстановки (О).

Н.И.Бородаевский (1939 г.) "черные" сланцы считает раннекарбоновыми (время начала уральской гиперколлизии). Нам это представляется вполне правдоподобным. В таком случае андезитовые порфириды (в районе выделяются две их разновидности: более ранние, имеющие площадное распространение и принадлежащие вулканической фации, и более поздние - субвулканиды) можно датировать средним девонем по аналогии с таковыми образованиями Ильинского рудного поля. Кислые дайковые образования логично связывать с гранитоидами. Учитывая их металлогеническую специализацию на золото, более логичной выглядит связь с кислым магматизмом, послужившим основой для интрузивных образований тоналит-гранодиоритовой формации.

Породы вулканогенно-осадочного комплекса смяты в узкие, протяженные складки, шарниры которых имеют тенденцию к склонению на север. Причем для пород комплекса расланцевание, плейчатость проявлены как на макро-, так и на микроуровне (рис. 189 - 192). Расланцевание пород в пределах Непряхинского месторождения имеет крутое западное падение под углом 70 - 90°. Складчатость, расланцевание пород, залегание ультрабазитов среди пород вулканогенно-осадочного комплекса среднедевонско-раннекаменноугольного времени, метаморфическое преобразование (на уровне зеленосланцевой фации) всех пород, слагающих Непряхинский рудный район, - результат общеуральской гиперколлизии (см. главу 2).

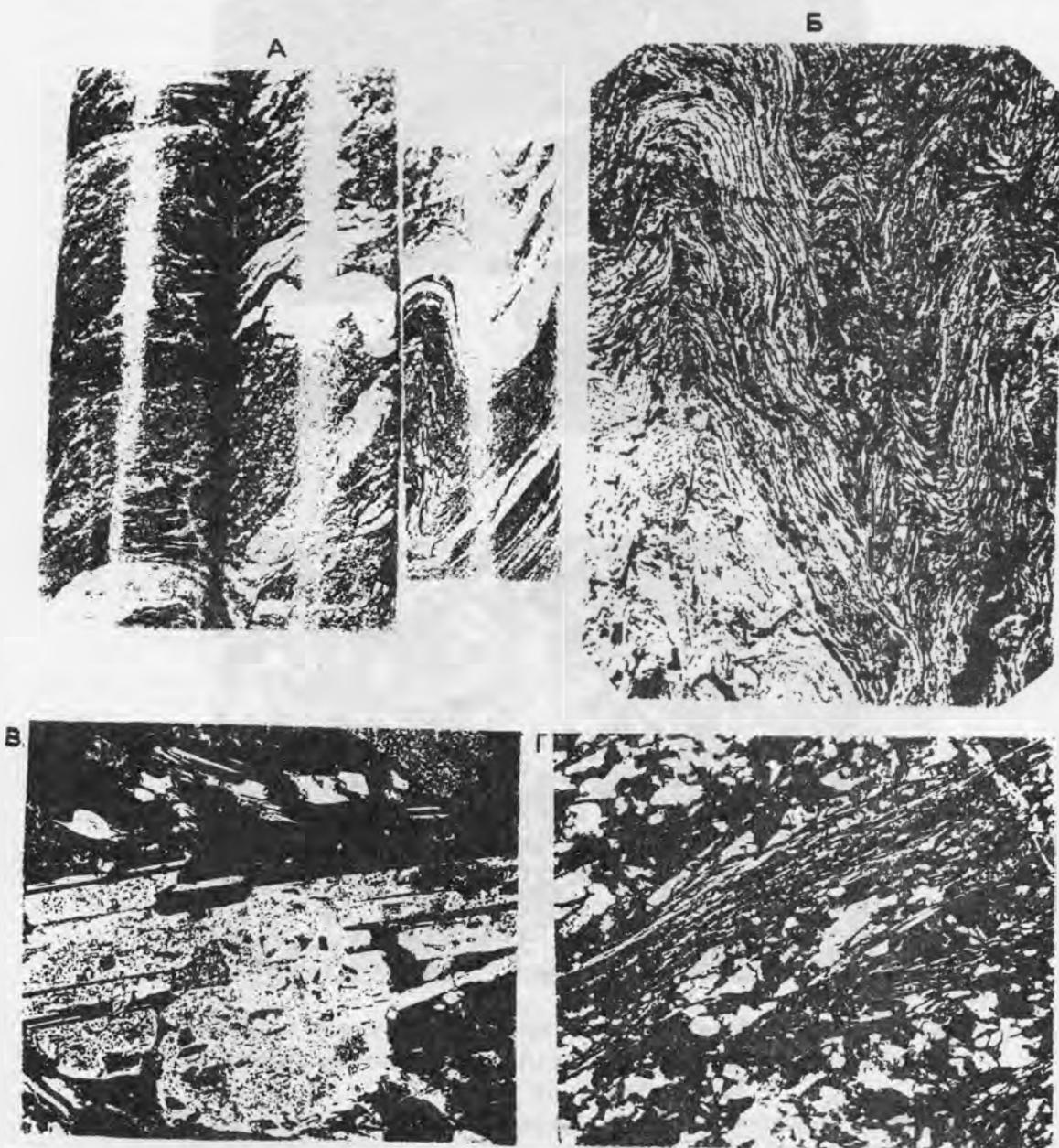


Рис. 190. Микроскладчатость (А), микроплойчатость (Б) и сланцеватость (Г), возникшие при развития коллизионных процессов в ранне-среднепалеозойских породах массивной текстуры (В). По (Альбов, 1935) с изменениями:

А - керн зеленосланцево измененных осадочно-вулканогенных пород (диаметр керна 46 мм), белое - кварц-карбонатные жилы, вертикально ориентированные полосы - блики от источника света;

Б - плойчатость в хлорит-карбонатных метасоматитах. Скв. 41, гл. 56 м. Фотография прозрачного шлифа, ник. II, увел. 73;

В - альбитизированный риолит. Видно зерно олигоклаза со спайностью в тонкозернистой матрице. Скв. 4, глуб. 200 м. Фотография прозрачного шлифа, ник. +, увел. 150;

Г - хлорит-карбонатный метасоматит с отчетливо развивающейся сланцеватостью. (видны темные полосы хлорита и цепочки кварцевых и карбонатных зерен). Скв. 41, гл. 220 м. Фотография прозрачного шлифа, ник. +, увел. 79



А



Б

Рис.191. “Типоморфные” породы Непряхинского рудного поля - “черный” сланец углисто-кремнистого состава (А) и антигоритовый серпентинит (Б).

По (Альбов, 1935):

А - обнажение у северного конца пос. Непряхино. Отчетливо проявлена сланцеватость, “подчеркнутая” характерным расположением углистого вещества. Белое (неправильной формы) - кальцитовые прожилки. Фотография прозрачного шлифа, ник. II, увел. 37;

Б - обнажение по восточному берегу оз. Б.Суну-Куль (см. рис. 173). Отчетливо видны иголки антигорита. Фотография прозрачного шлифа, ник. +, увел. 79

В 2 км к западу от жилы Мягкой (см. рис. 189) шурфами вскрыто небольшое тело гранитоидов. Оно сильно выветрелое, и решить вопрос о формационной принадлежности последних не удалось. Не исключено, однако, что в данном случае вскрыта самая верхняя часть (или апофиза) массива гранитоидов тоналит-гранодиоритовой формации. С этими гранитоидами, как нам представляется, связана золотая минерализация Непряхинского рудного поля (да и района в целом). Может быть, с ними сопряжены генетически дайковые тела интенсивно альбитизированных риолитов (дацитов?), с которыми названная минерализация ассоциирует.

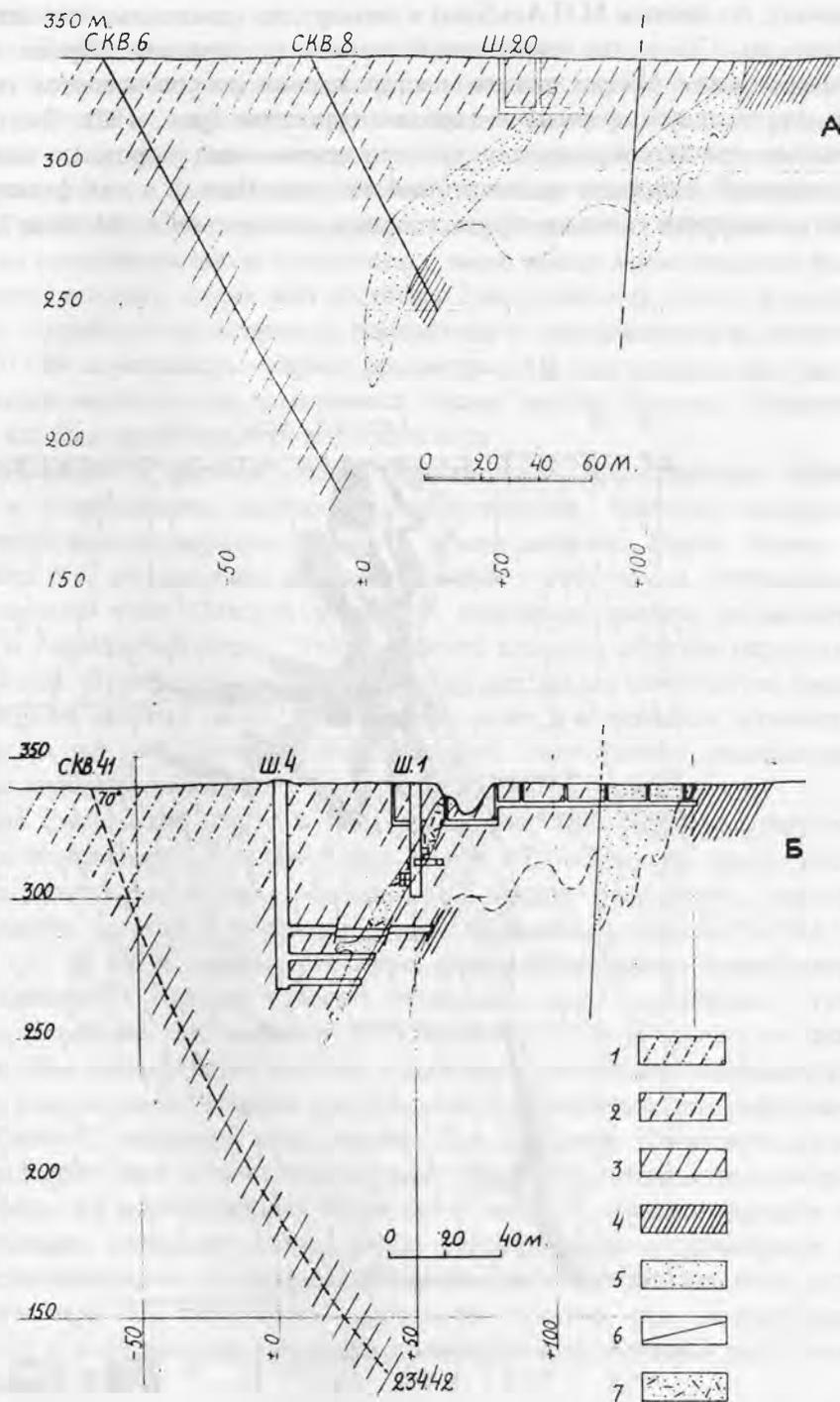


Рис. 192. Широтные разрезы через жилу Мягкую (см. рис. 188).

По (Альбов, 1935):

1 - зеленосланцево-измененные андезитовые порфиры; 2 - альбитизированные риолиты; 3 - хлорит-карбонатные метасоматиты; 4 - "черные" углисто-кремнистые сланцы; 5 - аргиллизированные дайки риолитов; 6 - тектонические нарушения; 7 - обрушенные участки эксплуатационных выработок

Причем, по-видимому, она обусловлена не процессом альбитизации, а березитизации-лиственитизации и отчасти, возможно, аргиллизации. Последнее предположение возникло на основании того, что развитие глинистой субстанции (каолинит, по данным М.Н.Альбова) в околорудно измененных породах прослежено на глубину до 120 м от современной земной поверхности. Кроме того, некоторые кварцевые жилы Непряхинского месторождения сопровождаются гнездами (иногда очень причудливой формы) с горным хрусталем (рис. 193). Эти жилы, а также указанные гнезда сопряжены с аргиллизированными породами, имеющими сейчас каолинитовый и серицит-каолинитовый составы. Иногда в них фиксируются реликты альбита, калиевого полевого шпата, гидрохлорита (см. табл. 64, № 6, 7, 3).

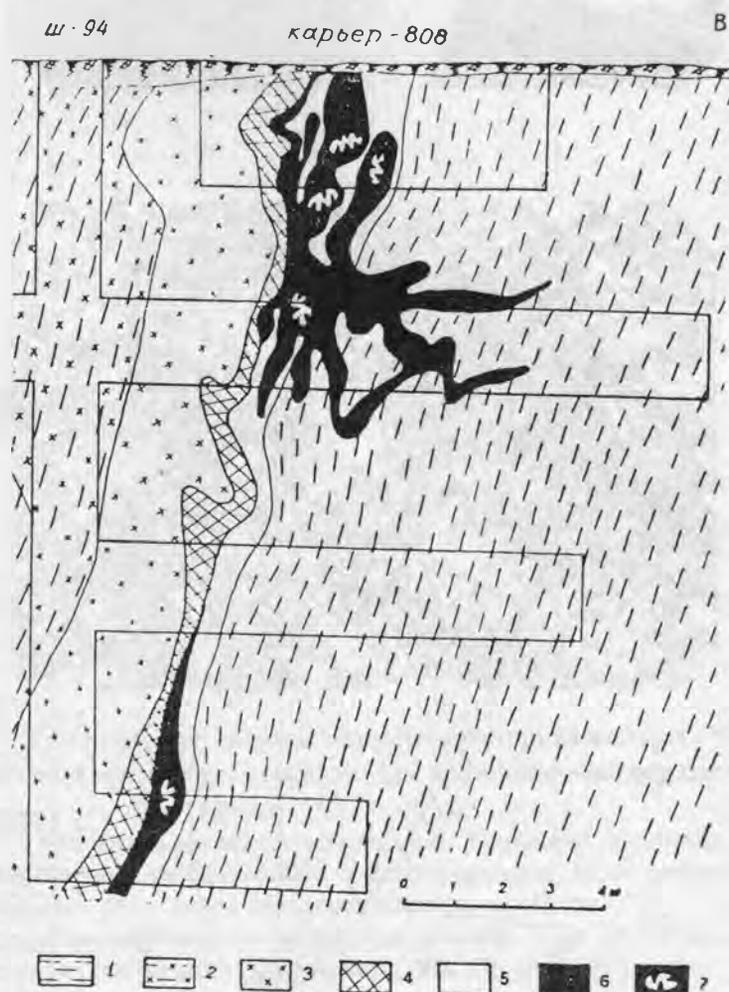


Рис. 193. Положение кварцевых жил и хрусталеносных гнезд в пределах колонки метасоматически измененных пород. По (Аккерманцев, Болтыров, 1969):

1- каолинизированные углисто-кремнистые и углисто-глинистые сланцы; 2 - милониты тальк-хлоритового состава; 3 - хлоритовые и тальк-хлоритовые сланцы; 4 - тальковые и тальк-карбонатные породы; 5 - каолиниты; 6 - кварцевая жила; 7 - гнезда с горным хрусталем

Промышленная золотая минерализация в Непряхинском рудном поле установлена в двух параллельных зонах смятия - Мягкой и Смоленской, расположенных в 200 м друг от друга (см. рис. 189, 190, 192). Эти зоны представляют собой коллизионные швы.

В пределах Непряхинского рудного поля (и района в целом) выделены три морфологических типа золотого оруденения: 1) равномерная полосчатая вкрапленность золотоносных сульфидов и жильного кварца в многочисленных тонких трещинках, развитых в дайках альбитизированных риолитов (длина рудных тел - сотни метров, мощность достигает 10 м); 2) линзовидные жилы и тонкие прожилки золотоносного кварца, согласно залегающие в зеленосланцево метаморфизованных порфиритах (жилы часто согласны со сланцеватостью и слоистостью, часто имеют корытовидную форму, полого погружаются к северу, длина жил достигает 2 км, мощность 0,5-0,6, в раздувах до 5 м); 3) жилы широтного простирания, поперечные к сланцеватости и слоистости (длина жил до 50 - 80 м, мощность - первые дециметры). На пересечении жил третьего типа с продольными сместителями развиваются "кусты" золота. Пример - Смоленская кварцевая жила, где был отработан куст в 300 кг золота.

Рудные минералы в рудных телах первого типа представлены пиритом, арсенопиритом и в небольшом количестве халькопиритом. Частицы самородного золота ассоциируют как с пиритом, так и с арсенопиритом. Проба золота 850. Содержание золота 6,42 г/т получено по валовой пробе в 496 т руды, отобранной по рудному телу первого типа (Мягкой жиле). В кварцевых жилах, согласных со сланцеватостью и слоистостью пород, золотоносность главным образом определяется самородным золотом. Сульфидов здесь практически нет (редко встречается пирит в количестве до первых десятых долей мас.% и еще реже и в меньшем количестве - арсенопирит. Если не учитывать кустовое золото, то среднее содержание в рассматриваемых жилах не превышает 2 г/т (пример - Смоленская жила).

При углубке Смоленской шахты в 1931 г. (см. рис. 188, 189) было пересечено колчеданное тело мощностью 1,5 м. Оно круто (угол 80°) падает на запад, залегаєт согласно со сланцеватостью пород. Минеральный состав руд: пирит, сфалерит, халькопирит, галенит, халькозин, ковеллин. В руде определены (мас.%): Cu 0,67; Pb 0,15; Au 0,4; Ag 3,35. В 100 м севернее указанной шахты колчеданная залежь заверена колонковой скважиной. Правда, здесь сплошные руды сменились густой вкрапленностью сульфидов. По данным М.Н.Альбова, в 50 м к югу от шахты рассматриваемая зона колчеданных руд по широтному сместителю перемещена на запад. Эта часть рудной зоны осталась неизученной. Колчеданное тело заключено в хлоритовую "рубашку" - сорудные метасоматиты (см. описание Ильинского рудного поля). Пирит (количественно сильно преобладает) образует в рудном теле матрицу. Остальные сульфиды из перечисленных выше более поздние и расположены в виде полосок, параллельных контакту рудного тела, вкрапленников и прожилков. Для халькопирита установлены две генерации. Фигуративная точка химического состава руд колчеданного тела на треугольной диаграмме состава руд месторождений полиметаллических и колчеданного семейства попадает в поле составов руд объектов баймакского типа (рис. 194).

Околорудные метасоматиты месторождения подразделяются по времени образования, масштабу проявления и отношению к руде. Прежде всего здесь выделяются метасоматиты субплощадного распространения. В ультраосновных породах - это тальк-карбонатные метасоматиты, в основных и средних породах им изофациальны карбонат-хлоритовые метасоматиты. Околорудные (локальные) метасоматиты представлены на месторождении березитами-лиственитами. Причем последние свойственны всем трем морфологическим типам рудных тел. О возможном присутствии в верхней части жилы Мягкой аргиллизитов выше уже говорилось.

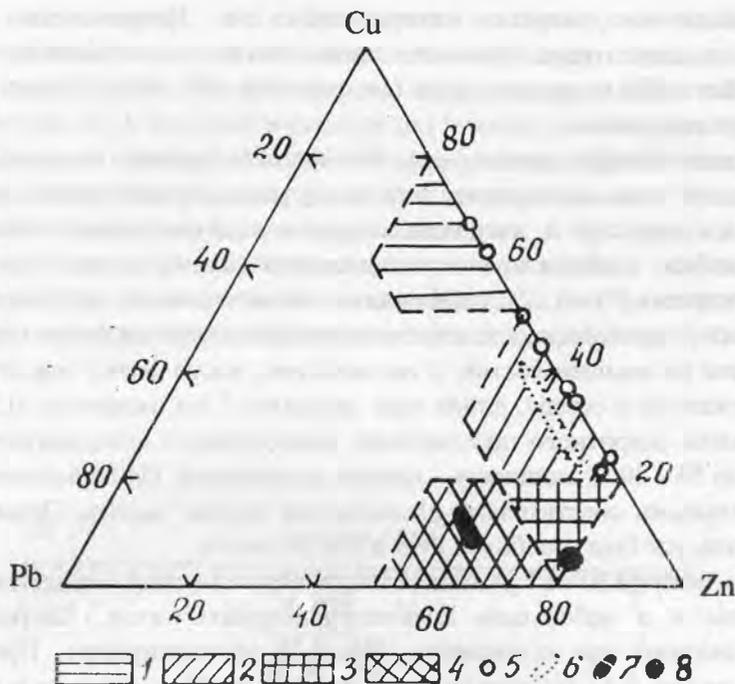


Рис. 194. Положение фигуративной точки состава массивных сульфидных руд Непряхинского месторождения на диаграмме Cu-Zn-Pb (для руд семейства колчеданных, колчеданно-полиметаллических и полиметаллических объектов).

Основа диаграммы по (Горжевский и др., 1977; Бахтина, 1985):

1 - 4 - поля составов руд месторождений: медноколчеданных (1), колчеданно-полиметаллических (2), переходных от колчеданно-полиметаллических к полиметаллическим (3), полиметаллических к барит-полиметаллическим (4); 5 - 8 - состав руд месторождений: некоторых медноколчеданных (5), колчеданно-барит-полиметаллических Баймакского района (6), золото-полиметаллического месторождения Муртыкты (7), Непряхинского месторождения (8)

Для глинистой части Мягкой жилы М.Н.Альбов (1935) приводит следующий минеральный состав (табл. 65). Здесь, очевидно, имеет смысл привести результаты наблюдений М.Н.Альбова. Им глинистый материал руд верхних горизонтов Мягкой жилы промывался, и в тяжелом шлихе оставались пирит, арсенопирит и самородное золото, часто практически не окисленные.

Таблица 65

Минеральный состав (мас.%) аргиллизированных березитов Непряхинского месторождения

№ п/п	Каолинит	Кварц	Альбит	Ортоклаз	Fe-Mg силик.	Пирит	As-пирит	Лимонит	Сумма
1	80,9	0	1,5	0,7	4,6	6,7	5,6	0	100
2	50,5	45,0	2,4	0,4	1,6	0	0	0,1	100
3	73,8	20,5	1,8	0,4	2,4	0	0	1,1	100

Попытаемся понять, каковой была история даек риолитов от момента их альбитизации до превращения в каолиновые породы. Очевидно, альбитизация произошла в тот период времени (D₂), когда рассматриваемое месторождение

развивалось как колчеданно-полиметаллический объект. Затем, не раньше C_1 , сформировалось золотое оруденение, сопряженное с березитами-лиственитами. Березитизации и оруденению подверглась и Мягкая дайка. В мезозое метасоматиты березит-лиственитовой формации были подвергнуты весьма интенсивному выветриванию. Подчеркнем, что околорудные метасоматиты, развитые около колчеданного тела, превращения в глинистые образования не претерпели. Это в какой-то степени является еще одним фактором в пользу возможного присутствия в верхней части Мягкой жилы аргиллизитов.

Аргиллизация развита около безрудных кварцевых жил, многие из которых являются хрусталеносными (Аккерманцев, Болтыров, 1969). Хрусталеносные кварцевые жилы отмечаются на контактах тальковых и тальк-карбонатных пород с углисто-кремнистыми сланцами. С хрусталеносными жилами связана аргиллизация углисто-кремнистых сланцев (см. рис. 193). По мнению С.М.Аккерманцева, В.Б.Болтырова (1969), в процессе оталькования серпентинитов, под действием кислых растворов, происходит обогащение последних глиноземом и натрием (см. табл.65) и при воздействии их на углисто-кремнистые сланцы вызывает каолинизацию пород. При наложении этого процесса на кварцевые жилы происходит формирование хрусталеносных гнезд. Последние, как видно из рис. 193, развиваются в приповерхностной части кварцевых жил.

Непряхинское месторождение в значительной мере отработано. Однако здесь имеются шансы для выявления небольших по размерам кварцевых жил меридионального и широтного (в большей степени) простирания. Могут быть встречены и рудные тела первого морфологического типа, но меньшие по размерам по сравнению с Мягкой дайкой. Имеются здесь и перспективы выявления хрусталеносных кварцевых жил, но небольших размеров. Представляется, что в Непряхинском районе имеются перспективы для выявления небольших комплексных (золото, горный хрусталь, может быть, полиметаллические руды) объектов, пригодных для организации частной добычи.

СВЕТЛИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ (39)

Месторождение открыто Э.И.Мецнером в 70-х гг. XX в., разведано (80-е гг.) и отработано до глубины 60 м (периодически в 80-90-х гг.). Исследование базируется на материале, полученном при детальном геологическом, петрографическом и минералого-геохимическом изучении района Светлинского золоторудного месторождения, контролируемого двумя зонами (субмеридионального и северо-западного простирания) - коллизионными швами, дренировавшими мантию (рис. 195). Объект приурочен к толще терригенных пород, претерпевших региональный на уровне зеленосланцевой и сопряженный с разломами на уровне амфиболитовой фаций метаморфизм. Получены данные, свидетельствующие о полигенности и полихронности минерализации, о сложном (мантийном и коровом) характере ее источника, а также о том, что рудные тела объекта - это минерализованные метасоматиты различных (до трех) формаций и кварцевые жилы, приуроченные к местам сопряжения разноориентированных (согласных и секущих) разломов. Определены РТХ-параметры поро- и рудообразования.

Объект расположен в салическом блоке земной коры (вблизи контакта с фемическим), сложенном метаморфизованными нижнепалеозойскими осадками с прослоями (до 10—20 об. %) вулканитов основного состава и верхнепалеозойским комплексом гранитизированных пород (рис. 195). Осадочные породы локализируются в крупной моноклиальной структуре. Видимо, это реликт синклинали, восточное крыло которой сдвинуто по субмеридиональному разлому, проходящему в западной контактовой части названного блока, и деформировано.

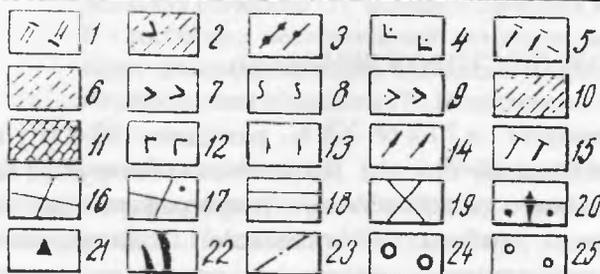
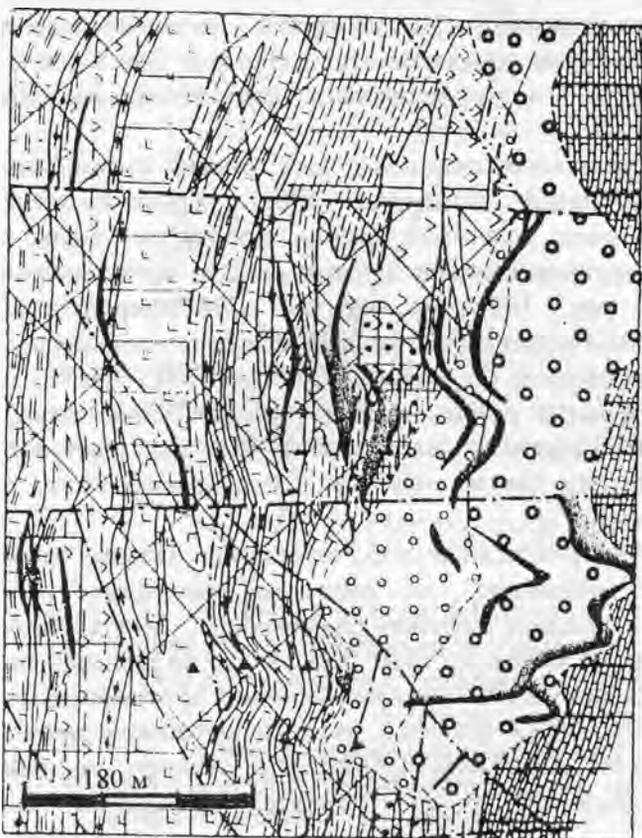


Рис.195. Геолого-метаморфическая карта района Светлинского полигенно-полихронного золоторудного месторождения (Южный Урал). По (Сазонов и др., 1989):

1 - преимущественно карбонатно-кремнистые сланцы; 2 - туфо-песчаники и туфы базальтового и андезито-базальтового составов; 3 - существенно углисто-кремнистые сланцы; 4 - туфогенные сланцы и туфопесчаники; 5 - туффиты и алевролиты; 6 - песчаники, алевролиты, иногда гравелиты; 7 - туфо-песчаники и базальтовые туфы; 8 - алевро-песчаники с прослоями глинистых сланцев; 9 - туфо-песчаники, базальтовые туфы с прослоями кремнисто-глинистых сланцев; 10 - преимущественно терригенные породы; 11 - мраморизованные известняки; 12 - габбро и габбро-диабазы; 13 - амфиболиты; 14 - тальковые, хлоритовые, иногда актинолитовые метасоматиты по серпентинитам; 15 - тальк-карбонатные метасоматиты; 16, 17 - зеленосланцевая фация: образования актинолит-эпидотовой, эпидот-хлоритовой (16) и кальцит-серицитовой (17) субфаций; 18, 19 - амфиболитовая фация: образования гранат-рогово-обманковой (18), актинолит-биотитовой и хлоритовой (19) субфаций; 20 - биотитизация; 21 - березитизация-лиственитизация; 22 - рудоносные зоны; 23 - коллизийные швы; 24, 25 - кора выветривания: структурная (24) и бесструктурная (25)

Гранитизированные породы приурочены к положительным структурам. Рудоконтролирующие меридиональные коллизийные швы проявлены дроблением, рассланцеванием и гидротермально-метасоматическим преобразованием горных пород. Кроме них, имеются швы северо-западного и субширотного направлений, по которым фиксируется смещение рудных тел лишь на 10 - 20 м. Для объекта характерно наличие даек диабазов и габбро-диабазов, имеющих согласное (субмеридиональное) со сланцеватостью или секущее по отношению к ней (северо-западное) залегание. В орто- и парапородах, примыкающих к рудоконтролирующим швам, широко распространен парагенезис синезеленой роговой обманки с бурым относительно маложелезистым биотитом.

Этапы развития объекта и их типоморфные черты

Признак	Э т а п ы				
	1 (O-D ₁)	2 (D ₁₋₂)	3 (D ₃ -C ₁)	4 (C ₁₋₃)	5 (Mz-Kz)
1	2	3	4	5	6
Главная типоморфная черта	Накопление золота в процессе формирования терригенной толщи и вулканитов основного состава	Концентрация золота в связи с метаморфогенно-гидротермальным процессом	Накопление золота в связи с послемагматическим гидротермальным процессом	Накопление золота в связи с гидротермальным процессом, обусловленным мантийными флюидами (переотложение с концентрацией и привнос)	Накопление золотосодержащих продуктов выветривания в связи с карстовым процессом
Роль глубинных разломов (шовных зон)	Обуславливают поступление вещества мантии- основных вулканитов с повышенными содержаниями золота	Проводники тепловой энергии и вещества мантии	Минимальна; оруденение контролируется преимущественно контактовыми зонами массивов	Определяющая; проводники тепловой энергии и вещества мантии	Важная; способствуют развитию линейной коры выветривания
Связь с магматизмом	Повышенная золотосодержащность отчасти связана с мантийными вулканитами	Предполагается с очагами, обусловившими появление вулканитов и их метаморфизм	Отчетливая с границами тоналитгранодиоритового состава	Отсутствует	Отсутствует

Окончание табл. 66

1	2	3	4	5	6
Роль метаморфических процессов	-	Определяющая; обуславливает появление промышленных концентраций	Переотложение золота с концентрацией	Определяющая ; обуславливает скопление золота в промышленных масштабах	Преобладание выноса вещества над привносом при выветривании обусловило незначительную концентрацию золота
Характеристика оруденения	Площадная синорогенная сульфидизация (слабозолотоносный пирит)	Зоны сульфидизации и кварцевые жилы с золотоносным пирротином (минеральные фации с биотитом) и пиритом (минеральные фации с хлоритом и серицитом)	Кварцевые жилы, сопряженные с березитами-лиственитами	Типоморфны теллуриды и самородное золото, иногда другие металлы	Самородное золото в глинистых корах выветривания
Источники вещества	Вероятно, коровый и мантийный	Коровый (преобладает) и мантийный	Существенно коровый	Мантийный	Коренные рудоносные зоны

Выделяются пять основных существенно разорванных во времени этапов формирования объекта (табл. 66). Первый этап характеризуется накоплением и диагенезом терригенных осадков, внедрением габброидов и тектонической трансформацией ультрабазитов, образованием золотоносного (до 0,5—0,7 г/т) пирита преимущественно в углеродсодержащих разностях названных осадков. Во второй этап образовалась крупная синклиальная структура, произошел региональный метаморфизм в условиях зеленосланцевой фации (Сазонов и др., 1989), развилась сланцеватость в породах и синхронно с ней или с незначительным отставанием существенно пиритовая минерализация. Гипсометрически выше последней фиксируются золото кварцевые, иногда с шеелитом, жилы, сопряженные с околорудно серицитизированными, карбонатизированными, реже хлоритизированными породами. В третий этап произошло становление гранитоидов тоналит-гранодиоритовой формации и развитие золото кварцевых жил, сопровождающихся березитами-лиственитами. План деформаций на протяжении трех этапов развития объекта оставался неизменным. Поэтому не случайно продукты этих этапов (метаморфиты, метасоматиты, рудоносные зоны, в том числе кварцевые жилы, и др.) имеют одинаковую субмеридиональную ориентировку. В четвертый этап произошла резкая смена плана деформаций. Очевидно, за счет перемещения фемического блока земной коры к северу в салическом блоке возникли разломы северо-западного и широтного простирания. По-видимому, в этот этап было срезано и деформировано западное крыло синклинали. Кроме того, в характеризуемый этап метаморфизовались ранее сформированные рудоносные зоны, развились минеральные новообразования в последовательности: гранат (существенно альмандин), сине-зеленая, зеленовато-голубоватая, бесцветная роговая обманка (ряд от обыкновенной роговой обманки до маложелезистого тремолит-актинолита), бурый биотит (относительно малощелочная магнезиально-железистая разность), хлорит (преимущественно рипидолит и брунсвигит), серицит (обычно мусковитового типа, но отмечаются и фенгит— реликтовый минерал образований зеленосланцевой фации (Сазонов и др., 1989), карбонат (как правило, кальцит в рудных минеральных ассоциациях и доломит); образовались кварцевые прожилки за счет кремнезема, высвободившегося при биотитизации кварц-серицитовых метасоматитов второго этапа; развились продуктивные минеральные ассоциации (в порядке кристаллизации): пирит-халькопирит-пирротиновая, пиритовая, золотопирротин-полиметаллически-сульфидная, теллуридная; установлены микропарагенезисы с сульфидами, золотом, сульфосолями, троилитом — марказит-халькопирит-пиритовая и пирротин-халькопиритовая.

Для пятого этапа характерно чередование развития коры выветривания (прежде всего в тектонически ослабленных зонах и участках сульфидизации пород) и ее размыва. В мезозое процесс выветривания распространился в восточной части объекта не только на всю мощность золотоносных силикатных пород, но и на подстилающие их мраморы.

В результате золотоносные продукты выветривания опустились в депрессию, образовавшуюся при развитии карста в мраморах, а затем законсервировались более поздними озерно-болотными отложениями. В западной части объекта мезозойская кора выветривания была в значительной мере размыва с образованием золотоносных отложений. Вблизи объекта корообразование периодически возобновлялось вплоть до наших дней. В коре выветривания происходило высвобождение золота из сульфидов и теллуридов, образование пористых частиц самородного золота (Мурзин и др., 1981), иногда с плотными ядрами. Заканчивался пятый этап формированием золотоносных россыпей.

Вмещающие породы представлены метаморфизованными разностями. Продукты метаморфизма относятся к двум фациям—зеленосланцевой и амфиболитовой, среди которых по составу выделяются практически монокварцевые, серицитовые, кварц-

серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые, кварц-серицит-хлорит-биотитовые, кварц-биотитовые, биотит-амфиболовые существенно амфиболовые сланцы, амфиболиты, амфиболлизированные габбро, габбро-диабазы, иногда пироксениты, серпентиниты, талькиты, существенно хлоритовые по серпентинитам углисто-кремнисто-глинистые, иногда с карбонатом, сланцы, мраморы. Кроме того, незначительно представлены тальк-карбонатные, хлорит-карбонатные породы и березиты-листвениты.

Исходные породы метаморфитов определялись на основе изучения: минеральных парагенезисов (существенно амфиболовые и биотит-амфиболовые породы развиваются в основном по базитам—туфам, диабазам, габбро, а также по ультрабазитам—серпентинизированным пироксенитам, реже гарцбургитам; по песчано-глинистым осадкам образуются метаморфиты с количеством амфибола не более 30 об.%); характера распределения элементов-примесей—хрома, никеля, кобальта, ванадия, бария, бериллия, циркония (метаморфиты по ультрабазитам отличаются резко повышенным содержанием хрома, никеля, кобальта, в метаморфитах по вулканитам среднего-основного состава величина эмпирического геохимического показателя, представляющего собой выражение $(0,1 \text{ Ba} + \text{Zr} + 50\text{Be})$: V, варьирует от 0 до 1,5, а по терригенным породам—от 1,0 до 5,0); диаграммы AC(F+M). На последней (рис. 196) отчетливо очерчиваются поля распространения фигуративных точек состава метаморфитов, развившихся по породам ультраосновного, основного, кислого составов, известнякам, алевролитам, алевропесчаникам и др.

Химический состав метаморфитов объекта отчетливо коррелируется с таковым исходных пород. Наиболее подвижным элементом (из приведенных на диаграмме) является кальций (координата C), менее подвижны железо, магний (координата F+M), минимально подвижен алюминий (координата A). Значительная подвижность алюминия отмечается только при образовании существенно хлоритовых метасоматитов по серпентинитам, так как процесс протекает с существенным привнесом этого элемента.

Золотоносные продукты выветривания в карстовой депрессии изменяются по составу от кварц-гидрослюдистых до каолинит-кварцевых. Каолинит широко варьирует по степени совершенства кристаллической структуры и кристаллографических форм, вплоть до имеющих псевдомоноклинную ячейку с несколько нарушенной упорядоченностью по оси C и образующих удлиненные шестигранные микрокристаллы. Местами существенно содержание монтмориллонитовых минералов и талька. Сульфиды практически отсутствуют, псевдоморфозы гетита по пириту редки. Гидрооксиды железа преимущественно тонкодисперсные. В коре выветривания западной части объекта наиболее развита зона дезинтеграции; каолин-гидрослюдистая зона представлена преимущественно её нижней частью. Здесь местами частично сохраняются сульфиды, нередко сидерит.

Рудоносные зоны различны по размеру; отличаются они и по содержанию золота. На плане, отстроенном по средневзвешенному на 20-метровые интервалы содержанию металла, они представляют собой вытянутую субмеридионально кулисообразную серию тел северо-западного простирания, прослеживающихся и в коренных породах, и в рыхлых образованиях карстовой депрессии. В более крупном масштабе (особенно отчетливо это наблюдается в широтных разрезах) отмеченные тела распадаются на мелкие, нередко сложные по конфигурации. Но и в этом случае сохраняется определенная унаследованность их формы в карстовых образованиях от таковой в коренных породах. Подавляющая часть рудоносных зон приурочена к терригенным породам.

Выделяется прожилково-вкрапленное и жильное золотооруденение. Первое представлено минерализованными кварц-серицитовыми, кварц-серицит-хлоритовыми, кварц-биотитовыми и кварц-биотит-хлоритовыми метасоматитами. Жильное оруденение—это кварцевые жилы и прожилки. Ранние кварцевые жилы возникли в

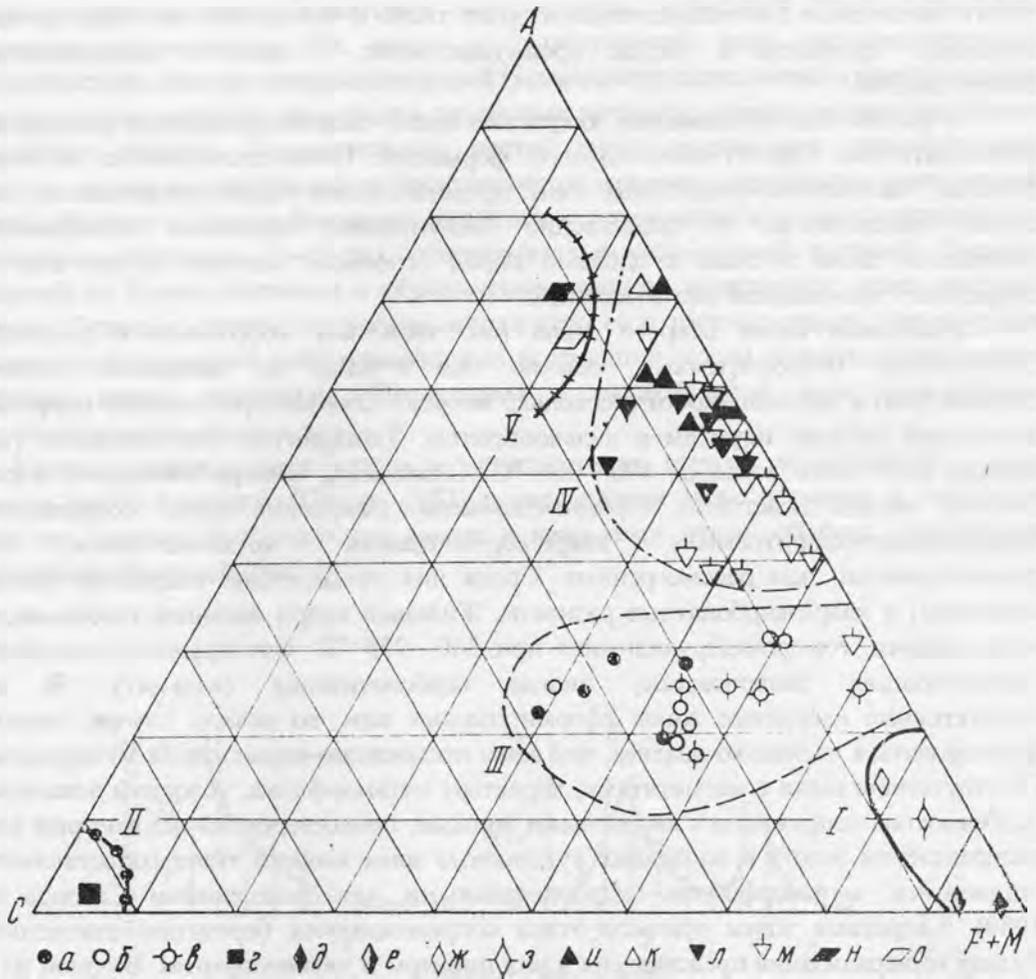


Рис. 196. Химический состав на диаграмме AC(F+M) горных пород Светлинского месторождения. По (Сазонов и др., 1989):

a — магматические породы базальтового (габбро, диабазы) и андезит-базальтового (порфиры) составов; *б* — метаморфиты по породам базальтового и андезит-базальтового составов (существенно амфиболовые, амфибол-хлоритовые, эпидот-альбит-хлоритовые, биотит-хлоритовые); *в* — то же для изученного объекта; *г* — мраморизованные известняки; *д* — антигоритовые серпентиниты по пироксенитам, гарцбургитам; *е* — апосерпентинитовые тальк-карбонатные и существенно тальковые (талькиты) породы; *ж* — апосерпентинитовые хлоритовые и хлорит-карбонатные породы; *з* — то же для изученного объекта;

и — *л* — осадочные породы и метаморфиты по ним: *и* — глинисто-кремнистые, глинистые, иногда с углистым веществом, *к* — кварц-серицитовые метасоматиты по углисто-кремнисто-глинистым сланцам, *л* — алевролиты, алевропесчаники, филлиты “черносланцевых” формаций, продуктивных на золото; *м* — метасоматиты изученного объекта (кварц-серицитовые, кварц-серицит-биотитовые, кварц-биотит-хлоритовые) по алевролитам, алевропесчаникам, углисто-кремнисто-глинистым сланцам; *н* — кварцевые альбитофиры; *о* — кварц-серицитовые сланцы по кварцевым альбитофирам.

I — *V* — поля распространения фигуративных точек состава метаморфитов и метасоматитов по породам: ультраосновного (*I*), основного (*III*), кислого (*V*) составов, известнякам (*II*), алевролитам, алевропесчаникам, углисто-кремнисто-глинистым сланцам (*IV*)

генетической связи с метасоматитами второго этапа. В четвертый этап сформировались кварцевые прожилки и гнезда преимущественно в связи с метасоматической биотитизацией.

В третий этап образовались кварцевые жилы, сопровождающиеся околорудными метасоматитами березит-лиственитовой формации. Продуктивными на золото, как правило, оказываются рудоносные зоны, представленные кварц-серицитовыми, кварц-серицит-хлоритовыми и существенно биотитовыми породами. Минерализация отмечается также в связи с дайками пород основного состава. В них она тесно сопряжена с наложенной биотитизацией.

Кварцевые жилы второго этапа (см. табл. 66) сопряжены с существенно биотитовыми метасоматитами, обычно они малы по мощности (несколько сантиметров) и протяженности (несколько метров). Они минерализованы пирротинном, в меньшей степени пиритом и халькопиритом. Температура гомогенизации газожидких включений в кварце 490—330 °С. Около жил, минерализованных пиритом, боковые породы осветлены, серицитизированы. Кварцевые жилы, сопряженные с кварц-серицит-хлоритовыми, кварц-серицитовыми метасоматитами, более распространены, чем рассмотренные. Среди них установлены кварцевые (иногда с шселитом) и кварц-карбонатные разности. Жильный кварц насыщен газожидкими включениями, гомогенизирующимися при 360—255 °С. Околорудные изменения — серицитизация, окварцевание, иногда карбонатизация (кальцит). В целом продуктивные кварцевые жилы сформировались или, во всяком случае, закончили формироваться несколько позднее, чем зоны прожилково-вкрапленной минерализации. По отсутствию связи с магматитами, характеру метаморфизма, условиям локализации, особенностям сопряжения с кварцевыми жилами, правосторонней асимметрии кривой распределения золота в последних рудоносные зоны второго этапа сопоставляются с эталонными метаморфогенно-гидротермальными месторождениями (Сазонов и др., 1989). Кварцевые жилы третьего этапа сопровождаются березитами-лиственитами. Рудная минерализация представлена в них пиритом и халькопиритом. В одной из жил, пересеченной колонковой скважиной в коре выветривания, установлено самородное золото. Гомогенизация газожидких включений в кварце жил третьего этапа происходит в интервале 320- 165 °С.

В четвертый этап проявились следующие метасоматические процессы: амфиболизация, биотитизация (ее продукты развиты на объекте наиболее широко), хлоритизация, карбонатизация, окварцевание, серицитизация. Их распространение отчетливо контролируется разломами субмеридионального и северо-западного простирания. Биотитизации подверглись практически все метаморфиты и метасоматиты более ранних этапов. Однако наиболее часто этот процесс “поражает” кварц-серицитовые метасоматиты второго этапа. При этом серицит замещается магниезально-железистой, относительно низкощелочной разностью биотита, а высвобождающийся кремнезем связывается на месте в виде кварца. В результате образуется специфическая “желваковая” текстура. “Желваки”—это округлые под микроскопом образования (до 3 мм), центральная часть которых сложена кварцем, а периферическая — биотитом. Биотитизация приводит к преобразованию рудных минералов более ранних этапов. Особенно отчетливо это проявлено в метакристаллах пирита второго этапа. В участках развития биотитизации он приобретает в краевых частях монолитное сложение, освобождаясь от нерудных включений. Эти каймы под микроскопом, а также по содержанию элементов-примесей, в том числе никеля и кобальта, идентичны кристаллам пирита, образовавшимся в связи с биотитизацией. Общее количество сульфидов в рудоносных зонах четвертого этапа достигает 20 – 30 об.%. Причем пирит и халькопирит преобладают над остальными сульфидами.

Реже биотит развивается по основной массе кварц-серицитовых метасоматитов. В этом случае его лейсты располагаются по сланцеватости последних.

Минерализованные кварц-биотитовые метасоматиты четвертого этапа пронизаны кварцевыми прожилками. Их кварц в существенной мере метасоматический, мелкозернистый, иногда минерализованный (установлены вкрапления и гнезда пирита, пирротина, халькопирита, теллуридов различных металлов, иногда мелкие выделения самородного золота). Отличительные черты таких прожилков: невыдержанная мощность, частое выклинивание по простиранию и падению; парагенезис синие-зеленой роговой обманки с бурым биотитом; укрупнение зерен пирита в контактирующих с прожилками породах в 3—5 раз; обесцвечивание синие-зеленой роговой обманки, замещение ее бурым биотитом с образованием эпидота и кальцита, реже доломит-анкерита. Довольно часто в кварцевых жилах второго и третьего этапов фиксируются наложенные в четвертый этап минеральные ассоциации, среди которых преобладают сульфиды, кварц, теллуриды. Последними в существенной мере определяется продуктивность рудоносных зон.

Кривые распределения золота в метасоматитах второго и четвертого этапов близки к типовой кривой (Паняк, 1981) распределения этого элемента в системе в случае его выноса. Распределение золота в кварцевых жилах объекта описывается двухвершинной кривой (рис. 197).

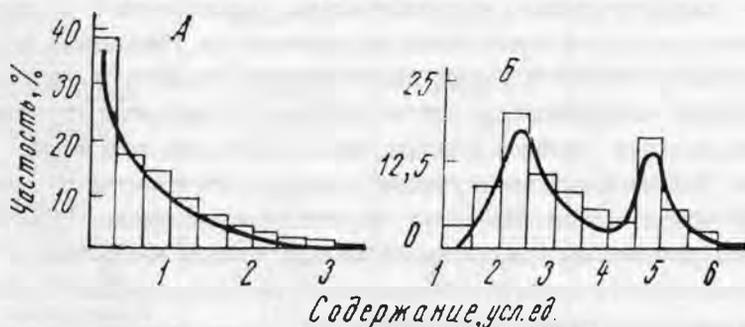


Рис. 197. Распределение золота в метаморфитах, метасоматитах (А – 2300 проб) и кварцевых жилах (Б – 153 пробы) Светлинского месторождения. Построено по данным анализа проб из керн буровых скважин пробирным методом

Левая ее часть (до содержания 4 г/т) соответствует распределению золота в кварцевых жилах второго этапа, а правая—четвертого этапа. Данные по жилам третьего этапа немногочисленные и в статистическую выборку не включались. Распределение золота в кварцевых жилах второго и четвертого этапов описывается близкими по конфигурации кривыми, но резко различными по среднему и модальным содержаниям. Эти кривые подобны наблюдаемым для кварцевых жил метаморфогенно-гидротермального генезиса (Буряк, 1982). Подчеркнем, что кривые распределения золота в послемагматических кварцевых жилах, связанных с гранитоидами тоналит-гранодиоритовой формации, имеют существенно иную конфигурацию: у них полого скошена левая часть, что дает возможность сопоставлять их с эталонными кривыми распределения золота в магматогенно-гидротермальных кварцевых жилах (Буряк, 1982). Кроме того, модальное содержание металла (3,5 г/т) в этих жилах значительно отличается от такового кварцевых жил второго и четвертого этапов.

По величине Ag/Au руды объекта можно разделить на три дискретные группы. В первой этот параметр равен 0,08, второй - 0,125-8,0, в третьей - больше 20,0. Такая дифференциация руд обуславливается, по нашему мнению, полихронностью и гетерогенностью оруденения (Сазонов и др., 1989), перераспределением золота и

серебра под влиянием метаморфических процессов. Перераспределение золота и серебра в рудах золоторудных месторождений с преимущественным отложением первого в участках с повышенной температурой, а второго - с пониженной показано в экспериментальных условиях и подтверждено на природных объектах (Моисеенко и др., 1974). В свете изложенного распространение на глубоких горизонтах (более 400 м) изученного объекта руд с резко пониженным (меньше 0,1) Ag/Au представляется вполне закономерным.

Литогеохимический ореол имеет значительные (десятки квадратных километров) размеры, отличается контрастностью и сложным строением. Форма ореола золота отчетливо контролируется сопрягающимися разломами субмеридионального и северо-западного простирания. В вертикальных широтных разрезах через объект видна субгоризонтальная ориентировка участков с наиболее значительным содержанием золота. Причем такие участки, расположенные в коренных породах и в коре выветривания, похожи, разделить их практически невозможно. В целом ореол имеет крутое западное падение, лишь в коре выветривания он выполаживается за счет просадки в карстовую депрессию. Площади, ограниченные изолиниями с одним и тем же содержанием в горизонтальном сечении, в коре выветривания намного больше, чем в коренных породах.

Литогеохимический ореол серебра контрастен, чрезвычайно сложен по конфигурации, характеризуется масштабностью, сопоставимой с таковой золота. Ореолы названных металлов существенно перекрываются. Некоторые несовпадения их ореолов в коренных породах и в коре выветривания, видимо, объясняются главным образом различным поведением золота и серебра в условиях гипергенеза. Судя по большей "размазанности" ореолов серебра, можно полагать, что в этих условиях оно более подвижно. В эндогенной части ореола у серебра отчетливо проявлена тенденция к северо-западной ориентировке. Наиболее его интенсивные ореолы практически всегда сопряжены с продуктивными рудоносными зонами, а менее интенсивные — сопровождают бедные руды первого этапа рудообразования, продукты их выветривания, а также безрудные участки продуктивных рудоносных зон.

В геохимическом ореоле, кроме золота и серебра, концентрируются мышьяк, вольфрам, свинец, цинк, молибден, хром, никель, кобальт, ванадий. Установлена специфическая связь золота с такими литофильными элементами, как цирконий, бериллий и барий; в глубокозалегающих рудных телах появляется олово. Присутствие в ореоле циркония, бериллия, бария, мышьяка и, по-видимому, вольфрама обусловлено изначальной специализацией на эти элементы пород терригенной толщи, по которым развиты рудоносные зоны объекта. Из перечисленных элементов геохимического ореола мышьяк, серебро, цинк, бериллий и цирконий полностью совпадают по распространению с рудными телами, свинец, медь, вольфрам развиты преимущественно в верхних частях последних, а олово и молибден - в подрудных сечениях.

Оруденение второго этапа обладает практически всеми особенностями, характерными для месторождений метаморфогенно-гидротермального генезиса; для него установлена корово-мантийная природа источника золота (Сазонов и др., 1989). Оруденение третьего этапа идентифицируется с широко распространенными в коллизионно-складчатых областях месторождениями золото кварцевого типа в связи с массивами гранитоидов тоналит-гранодиоритовой формации и поясами даек гранитоид-порфиров. Источник рудного вещества этого оруденения коровый, что доказывается висмутовым уклоном продуктивной минерализации, повышенными пробностью (не менее 900) и крупностью самородного золота, низким (до полного отсутствия) содержанием в последнем меди, ртути, палладия, отсутствием в рудах минералов палладия и никеля, относительно низкой концентрацией в рудах теллура и повышенной селена (Сазонов и др., 1989).

Оруденение четвертого этапа обусловлено мантийным источником, что подтверждается пониженной (не выше 850) пробностью самородного золота в ранних сульфидных парагенезисах и повышенной концентрацией в нем ртути и меди, присутствием среди характерных элементов первичного литогеохимического ореола хрома и никеля; повышенным количеством в рудах теллура и пониженным селена; наличием в рудах теллуридов (особенно никеля и железа), а также некоторых самородных металлов; сочетанием теллуридной и самородной форм вхождения золота в руды; высокой (до 660 °С; табл. 67) температурой образования продуктивных кварцевых жил и околорудных метасоматитов фемического профиля (сине-зеленая роговая обманка, бурый биотит и др.).

Таблица 67

Физико-химические параметры формирования метаморфитов, метасоматитов, кварцевых жил и рудной минерализации объекта

Минеральные фации, парагенезисы минералов	T, °C	P, кбар	pH	fS ₂ , атм
А м ф и б о л о в а я ф а ц и я				
Гранат-роговообманковая	660	3,0-2,5	9	-
Кварц (жильный)-амфибол-биотитовый	640-590	0,6-0,4	8-7	-
Актинолит-биотитовая	530-490	1,3-0,7	8	-
Пирит-халькопирит-пирротиновый	535-430	1.3-0,7	-	10 ⁻⁴
Хлоритовая	460	1,4	8	-
Золотопирротин-полиметаллический	400-270	0,3-0,6	-	10 ⁻⁷
Карбонат-троилитовый	140	-	-	10 ⁻¹⁵
З е л е н о с л а н ц е в а я ф а ц и я				
Актинолит-эпидотовая	550	3,0-2,5	8-9	-
Эпидот-хлоритовая	550-450	3,0-2,5	8-9	-
Кварц (жильный)- актинолит-эпидотовый	480-280	-	-	-
Хлорит-серицитовая	490-280	-	-	-
Кварц-серицитовая	490-250	1,5-0,5	7	-
Кварцевые жилы, сопряженные с кварц-серицитовыми метасоматитами	360-250	1,5	7	-
Б е р е з и т - л и с т в е н и т о в а я ф о р м а ц и я				
Различные минеральные фации березитизированных –лиственитизированных пород	490-250	1,5-0,6	8-6	-
Кварцевые жилы, сопряженные с березитами-лиственитами	360-150	1,5—0,2	7	-

Метаморфогенно-гидротермальная природа руд второго и четвертого этапов обосновывается рядом геологических, геохимических и минералогических данных, наиболее важные из которых сводятся к следующему: характер вмещающих пород

объекта — типичный для метаморфогенного оруденения (смена залегающих в низах разреза известняков терригенными, иногда с углистым веществом, породами с прослоями базальтовых туфов в верхних частях); приуроченность к салическому блоку земной коры; локализация рудоносных зон в борту крупной синклинальной структуры; преимущественная сопряженность оруденения с метасоматитами кварц-серицитового, кварц-серицит-хлоритового, кварц-хлорит-биотитового и кварц-биотитового составов; сопоставимость минеральных парагенезисов и РТ-параметров формирования руд и вмещающих их метасоматитов, являющихся продуктами регрессивной стадии метаморфизма на уровне зеленосланцевой и амфиболитовой фаций; распределение золота в кварцевых жилах по “закону”, свойственному эталонным метаморфогенно-гидротермальным месторождениям; корреляция золота с серой, вхождение вольфрама в состав ореолообразующих элементов. Роль экзогенных процессов заключалась в изменении состава руд и особенно в их накоплении и консервации вблизи земной поверхности. В коре выветривания в результате превышения выноса вещества над привносом произошло некоторое (примерно на 16 мас.%) увеличение содержания золота.

Таким образом, характеризуемый объект представляется полигенным (сформировался в два метаморфогенно- и один магматогенно-гидротермальное этапы; кроме того, в создании объекта существенна роль процессов выветривания рудоносных зон) и полихронным (D₁₋₂—образование минерализованных кварц-серицитовых, кварц-серицит-хлоритовых и других сланцев и сопряженных с ними кварцевых жил; D₃—C₁—развитие золотокварцевых жил, сопровождающихся березитами, лиственитами; C₁₋₃—формирование кварц-биотитовых и других метасоматитов и сопряженных с ними кварцевых жил, минерализованных преимущественно теллуридами; MZ—KZ— формирование золотоносных продуктов выветривания).

Руды второго и четвертого этапов и сопряженные с ними околорудные метасоматиты сформировались при участии интрателлурических растворов, обусловивших поступление из мантии рудного вещества и тепловой энергии. Об этом свидетельствуют приведенные геологические, минералого-геохимические данные, а также результаты изучения изотопного состава серы сульфидов. Вариации $\delta^{34}\text{S}$ для сульфидов руд различных этапов незначительны (от $-2,1$ до $+1,3\%$, среднее значение близко к нулю), что, видимо, объясняется температурным фракционированием при наложении флюидов четвертого этапа на образования второго и, возможно, третьего этапов.

Физико-химические параметры формирования метаморфитов, метасоматитов и руд объекта приведены в табл. 67. В каждом этапе развития объекта, заканчивающемся рудоотложением, отмечается закономерная эволюция среды минералообразования заключающаяся в понижении всех (Т, Р, рН, $f\text{S}_2$) параметров. Давление при метаморфизме, метасоматозе и рудообразовании может превышать величину литостатической нагрузки. В последние годы на примере золоторудных, урановых и других объектов рядом исследователей показано, что это характерная черта среднеглубинных и глубинных гидротермальных месторождений. Рудообразование начинается при давлении, меньшем литостатического, а заканчивается при приближении последнего к гидростатическому уровню.

Таким образом, формирование Светлинского месторождения как представителя полигенных и полихронных объектов, контролируемых коллизионными швами, было во многом предопределено непрерывно-прерывистой “жизнью” тектонической зоны, по которой периодически поступало мантийное вещество, циркулировали коровые гидротермальные растворы и подземные воды зоны гипергенеза. Отсюда понятен широкий спектр минеральных ассоциаций и других признаков, свидетельствующих о принадлежности объекта к разным генетическим типам месторождений (магматогенному и метаморфогенно-гидротермальному, гипергенному).

Рудное поле расположено на Южном Урале, в 86 км от г.Магнитогорска. Оно локализуется в пределах северного обрамления Джабык-Карагайского метаморфического комплекса (рис. 198). В строении комплекса выделяются докембрийское гнейсовое ядро и палеозойское сланцевое обрамление. Последнее представлено вулканогенно-осадочными породами (O-S), на которых со стратиграфическим несогласием залегает терригенно-осадочная толща (C₁), перекрывающаяся вулканогенными породами того же возраста. В пределах рудного поля проявлен двухстадийный коллизийный процесс с возрастом 370 и 230 млн лет. В ранний этап проявилась складчатость, сформировались складчато-блоковые структуры и были активизированы блокоограничивающие расколы гнейсового ядра.

Породы гнейсового ядра, а также вулканогенно-осадочные образования его обрамления отличаются низкой теплопроводностью. Поэтому глубинный тепловой поток проникает к поверхности медленно и преимущественно кондуктивным путем. И лишь в зонах смятия (участки интенсивной деформации), ограничивающих метаморфические комплексы по границам ядер и имеющих глубинное заложение, в это время теплоток имеет конвективную природу. Последний резко увеличивается за счет теплового эффекта, обусловленного деформацией горных пород. В результате создаются линейные теплоаномалии, вызывающие в вулканогенно-осадочной толще метаморфические преобразования пород на уровне эпидот-амфиболитовой фации (см.рис. 198). В зону такого метаморфизма попадают и примыкающие к разломам краевые части деформированных гнейсовых ядер. Последние при этом метаморфизуются, в них возникают локальные очаги анатектических расплавов, производными которых являются плагиогранитные массивы, дайки плагиогранитов, плагиоаплитов, гранодиоритов, пегматитов. Плагиограниты претерпели последующую альпинотипную складчатость, о чем свидетельствуют тела этих пород, смятые в складки. В минеральных парагенезисах, принадлежащих образованиям раннеколлизийного этапа, установлены (обычно в качестве реликтов) следующие минералы: ставролит, бурый биотит I ($n_g=1,643-1,649$, $F=51-58$), гранат ($a_o=11,54-11,58$, $n_g=1,802-1,810$, $F=77-85$), железистая роговая обманка ($n_g=1,660-1,662$, $CN_g=19-23$, $F=40-44$), плагиоклаз-I ($An=20-32$, $ИУ=50-95$, $2 \ominus 131-131$ Fe $k_a=1,75-2,00$, $T=510-550$ °C).

Массивы плагиогранитов, гранодиоритов относятся к тоналит-гранодиоритовой формации (Астафьевский, Тагичевский, Великопетровский и др.). С ними пространственно и генетически связаны гидротермальные жилы кварцевого с шеелитом и золотом и с шеелитом и турмалином (шерл) состава. Жилы размещаются внутри массивов, в их эндо- и экзоконтактных зонах, выполняя крутопадающие протяженные (до 1,0-1,5 км) трещины скалывания. Мощность жил обычно не превышает 1,0, но иногда достигает 2,0-2,5 м. Трещины образовались по механизму поперечного изгиба, роль пуансонов играли массивы плагиогранитов. Жилы сложены молочно-белым, плитчатым, гранулированным, мелко-, реже крупнозернистым кварцем и неравномерно распределенными в нем шеелитом и турмалином. Кроме указанных жил, на рассматриваемой площади известны кварцевые и сульфидно-кварцевые жилы, выполняющие субширотные и восток-северо-восточного простирания крутопадающие трещины, возникшие при сдвиговых подвижках.

В породах сланцевого обрамления последними сформировались кварц-плагиоклазовые и кварцевые жилы; кварц в них серый, мелкозернистый, гранулированный. В этап поздней коллизии эти жилы совместно с вмещающими породами были смяты в складки. К концу ранней коллизии (раннего герцинского этапа) тектоническая активность сильно понизилась. Морская трансгрессия

Рис. 198. Схема геологического строения Астафьевского рудного поля с комплексным (золото, горный хрусталь) оруденением.

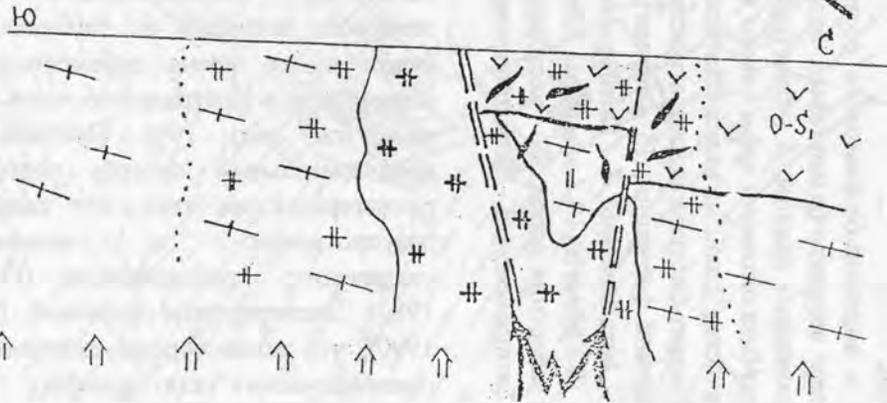
По (Страшненко, Огородников, 1976):

1 - известняки и вторичные кварциты по ним; 2 - эффузивы базальтового и андезито-базальтового составов и их зеленосланцевые метаморфизованные разности; 3 - известняки мраморизованные; 4 - эффузивы андезито-базальтовые, базальтовые, туфопесчаники, туфоалевролиты; 5 - терригенно-карбонатные породы, углистые филлиты, кремнистые сланцы; 6 - бластопсефиты, бластопсаммиты, бластоалевритовые сланцы; 7 - диабазы, порфириты базальтовые, часто андезито-базальтовые и туфы такого же состава; 8 - порфириты базальтовые, диабазы, лавобрекчии, яшмовидные кварциты; 9-10 - метаморфические сланцы: кварц-плагиоклаз-эпидот-амфиболовые, альбит-амфиболовые, биотит-амфиболовые (9), кварц-серицит-хлоритовые, мусковит-биотит-кварц-плагиоклазовые, кварц-плагиоклаз-серицитовые (10); 11 - гнейсы биотитовые и амфиболовые; 12 - граниты гранитной формации; 13 - серпентиниты зон меланжа; 14 - граниты тоналит-гранодиоритовой формации, цифрами обозначены массивы: 1 - Астафьевский, 2 - Татищевский, 3 - Великопетровский; 15 - взбросо-надвиги; 16 - сбросы; 17 - разломы неустановленной кинематики; 18 - сдвиги; 19 - элементы залегания кварцевых жил на основных кварц-жильных полях; 20 - геологические границы; 21 - элементы залегания пород; 22 - месторождения и рудопроявления: 3 - Знаменское, А - Астафьевское, Аг - Алексеевогорское, К - Кожубаевское, Т - Татищевское, В - Великопетровское

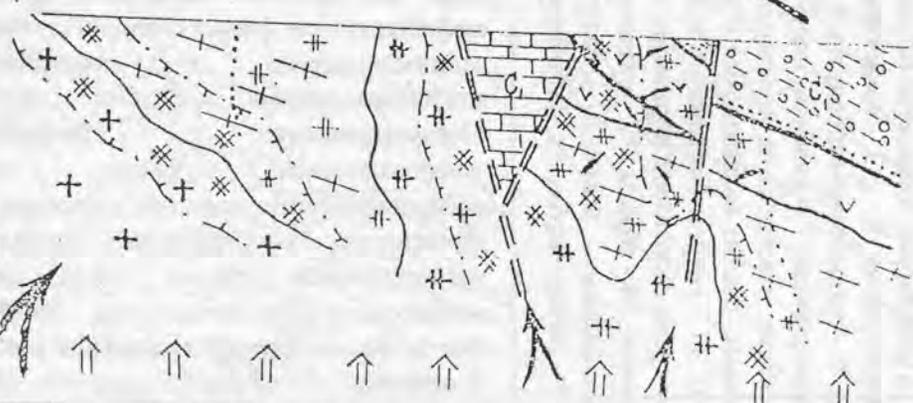
захватила площади сланцевого обрамления гнейсовых блоков. Гнейсовые ядра с включенными в них плагиогранитами представляли собой эрозийные выступы, которые разрушались морской абразией, о чем свидетельствуют находки галек плагиогранитов в конгломератах основания ранне-каменноугольного разреза, вскрытого реками Нижний, Средний Толуэки и др. Поздняя коллизия Восточного Уральского мегаблока сопровождалась усилением теплового потока из глубины. Тепловой фокус в это время переместился из зон обрамления в центральную часть гнейсовых ядер (см. рис. 199). Причина этого — предварительный прогрев пород ядра в раннегерцинский этап, что привело к их разуплотнению и незначительному увеличению проницаемости (Орчинников, 1980). Эксперименты показали, (Зарайский, 1990), что такие породы становятся хорошо проницаемыми для газовых водных флюидов. В центральных частях гнейсовых ядер региональный метаморфизм достигал амфиболитовой фации (550-750 °С). Это вызвало расплавление сиалических пород и кристаллизацию из расплавов гранитов гранитной формации. По мере удаления от гнейсовых ядер отменяется постепенное снижение температуры метаморфических преобразований.

В обрамлении гнейсовых ядер проследживается зональный метаморфизм: по мере удаления от последних образования амфиболитовой фации сменяются таковыми зеленосланцевой, а последние — слабонаменными породами (табл. 68). Метаморфические преобразования зеленосланцевой фации широко распространены в пределах характеризуемой территории. ими захвачены породы как острово-дужной сталии (O-S), так и могассового (C₁) комплексов. Выделяются две субфации: биотит-хлоритовая и серицит-хлоритовая. Разделяются они по изотерме биотита (Т по различным геотермометрам около 450 °С). В зонах проницаемости, где в раннеколлизийный этап уровень метаморфизма достигал эпидот-амфиболитовой фации, позднеколлизийный региональный метаморфизм носил регрессивный характер.

T°C
550°
500°
450°



T°C
600°
500°
400°



- | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|----|----|----|
| | | | | | | | | | | | |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |

На рис. 200 показаны минеральные парагенезисы и химический состав метаморфитов гнейсовых блоков и их обрамлений (Восточно-Уральское поднятие, районы с кварц-жильной хрусталеносной и реже сопряженной с ней золотой минерализацией).

Метаморфизм позднеколлизийного этапа сопровождался процессами существенно калиевой гранитизации. Калиевый полевой шпат - упорядоченный микроклин (рентгеновская триклинность 0,85-1,00). Микроклинизация развита вдоль контактов анатектических гранитов, широко распространена в связи с разломами, ограничивающими гнейсовые ядра, а также в зонах тонкой трещиноватости, где четко развивается по ранним плагиогранитам и зонам плагиофельдшпатизации. В 1,5-2,0 км от гнейсового ядра калиевая гранитизация сменяется плагиофельдшпатизацией (плагиоклаз II). Обусловливается это тем, что по мере падения T в гидротермальной системе (от 800 °C до 300 °C) активность калия резко понижается, а натрия, наоборот, повышается (Рябчиков, 1975). В гнейсовых блоках, в обрамлении гранитных массивов, формируются поля хрусталеносных, керамических и слюдяных пегматитов. В некоторых зонах проницаемости, развитых вблизи контактов с микроклиновыми гранитами, отмечаются кварцевые жилы с молибденитом. Они сложены молочно-белым гигантозернистым кварцем. Протяженность жил достигает 60 м, мощность 0,2-0,5 м. Молибденит образует кристаллы до 5-6 см, концентрирующиеся в основном висячем боку жил. Кристаллы распространены неравномерно, иногда отмечаются гнезда молибденита. В зальбандах жил развиты мусковитовые оторочки. Кроме молибденита, в жилах установлены висмутин, пирит, халькопирит, ковеллин, отмечены висмутовые и молибденитовые охры.

После метаморфизма и гранитизации в блоках пород проявилась тектоническая активизация, произошло обновление и заложение новых систем разрывных нарушений. Последние представляют собой в основном зоны дробления, рассланцевания, смятия, они четко контролируются дайками различного состава и телами серпентинитов, а также служат теплофлюидопроводниками для гидротерм, создающих осложняющие линейные теплоаномалии.

Для зон смятия характерно развитие минеральных парагенезисов со стресс-минералами. В качестве типичных зон смятия можно указать Светлинско-Теренсайскую, а также Пластовско-Кумакскую, для которых обычны минеральные парагенезисы с фенгитом, кианитом, ставролитом (Борисовские сопки, Светлинское месторождение, гора Кумус-Тюбе и др.), хлоритоидом (Кумакская зона, реки Якши-Акжар, Средний Тогузак и др.). Кианитовые метасоматиты, формирующиеся в биотитовых плагиогнейсах и кристаллических сланцах, представляют собой полиминеральные породы, в которых кианит развивается в основном в прослоях, обогащенных биотитом, замещая его (рис. 201). В Кочкарском метаморфическом комплексе развиты фенгит-ставролитовые метасоматиты, которые нередко образуются совместно с мусковит-кианитовыми; кианит со ставролитом образуют закономерные сростания.

Рис. 199. Схема развития метаморфического комплекса в северном обрамлении Джабык-Карагайского гранитного массива в ранне- (А) позднеколлизийный (Б) этапы. Разрез через Астафьевское месторождение:

1 - филлиты нижнекаменноугольного возраста; 2 - мраморы раннекаменноугольного возраста; 3 - метавулканы ордовик - силурийского возраста; 4 - плагиогнейсы и кристаллические сланцы докембрийского фундамента; 5 - плагиограниты Астафьевского массива тоналит-гранодиоритовой формации; 6 - граниты Джабык-Карагайского массива гранитной формации; 7 - дайки плагиоаплитов; 8 - зоны плагиофельдшпатизации; 9 - зоны калишпатизации; 10 - разрывные нарушения глубокого заложения (теплофлюидопроводники); конвективный (11) и кондуктивный (12) теплофлюидопотоки

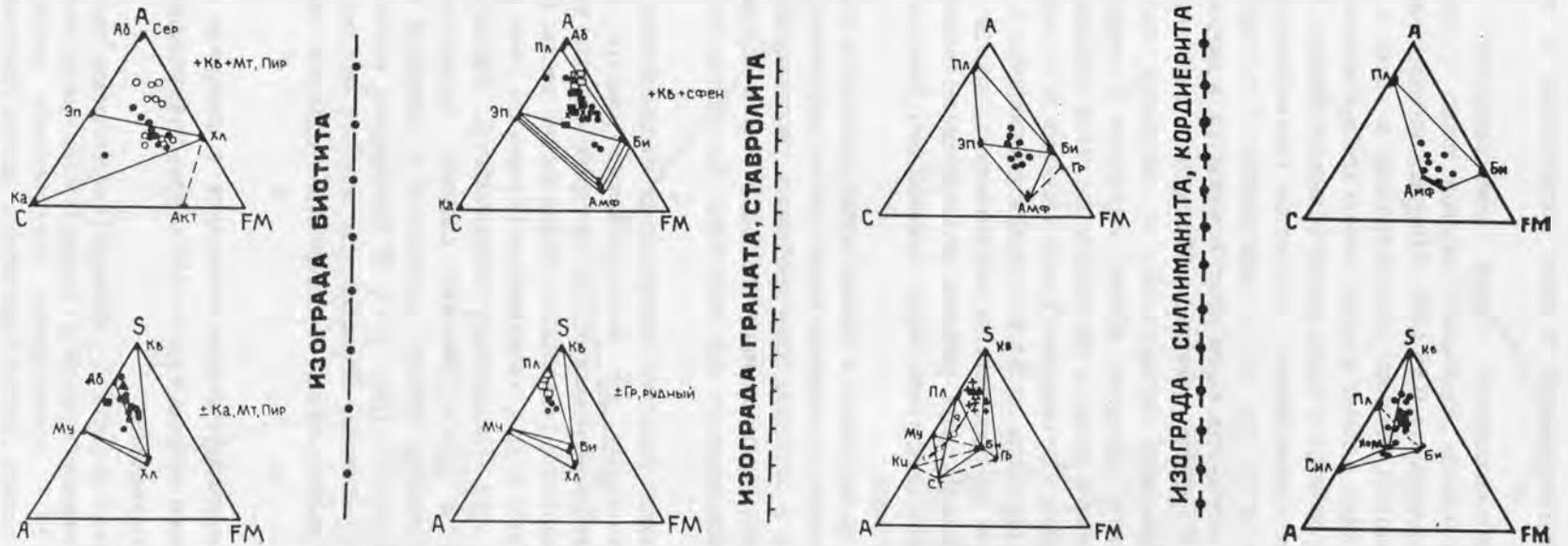


Рис. 200. Минеральные парагенезисы горных пород метаморфических комплексов Восточно-Уральской мегазоны.

Различными знаками нанесены химические составы метаморфитов хрусталеносных месторождений и проявлений

Парагенезисы минералов горных пород метаморфических комплексов Восточно-Уральского мегаблока

Фации	Метapelиты	Метабазиты
Зеленосланцевая (350-500°C)	Би+Пл(5-8)+Эп+Хл+Кв Би+Пл+Хл+Сер+Ка Би+Пл(0-5)+Сер+Кв Пл(0-5)+Хл+Сер+Кв	Акт+Пл(5-8)+Эп+Хл+Ка Пл(0-5)+Эп+Хл+Кв
Эпидот-амфиболитовая (500-620°C)	Гр+Би+Пл(10-25)+Кв+Мт Гр+Би+Ст+Пл(15-28)+Кв Би+Ст+Му+Пл(10-25)+Кв Би+Ст+Кв+Мт Би+Пл(10-22)+Му+Кв	Рог+Пл(12-18)+Цо+Сер+Кв Би+Пл(10-18)+Эп+Кв
Амфиболитовая (620-750°C)	Гр+Би+Пл(25-32)+Кв Гр+Би+Рог+Пл(30)+Кв Гр+Би+Кор+Пл(25-32)+Кв Гр+Би+Сил+Пл(25-32)+Му+Кв Би+Сил+Пл(25-28)+Му+Кв Би+Пл(28-30)+Мик+Кв Би+Пл(20-28)+Кв+Му	Рог+Пл(40-55)+Кв Рог+Би+Пл(35-49)+Кв Рог+Пл(40-52)

Примечание. Здесь и далее минералы обозначены: Акт - актинолит, Би - биотит, Гр - гранат, Ка - кальцит, Кв - кварц, Кор - кордиерит, Мик - микроклин, Мт - магнетит, Му - мусковит, Пл - плагиоклаз (в скобках содержание анортитовой молекулы), Рог - роговая обманка, Сер - серицит, Сил - силлиманит, Ст - ставролит, Хл - хлорит, Цо - цоизит, Эп - эпидот



Рис. 201. Развитие кианита (1) по биотиту (2) плагиогнейсов.

Шл. 102; увел. 20, ник. II

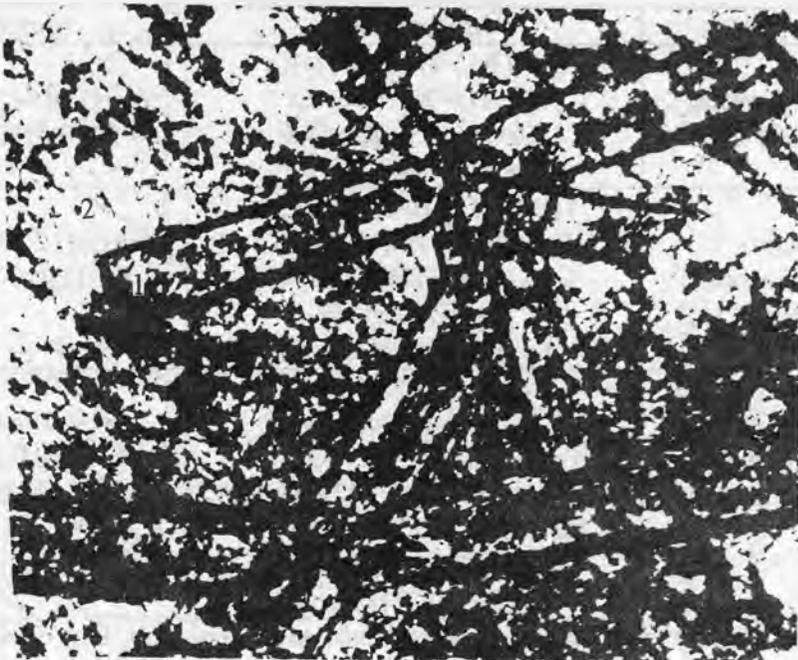


Рис. 202. Хлоритоид (1) из высокобарических зон в углистых филлитах (2).
Шл. А-31, увел. 54, ник. П

Метасоматический ставролит отмечается в виде крупных (до 3-5 см) порфиробластов, часты двойники и тройники прорастания. Этот минерал насыщен включениями, среди которых обычны мелкие зерна кварца, а также плагиоклаза, граната и чешуйки биотита. В отдельных зернах видны зоны роста и реликты более раннего метаморфического ставролита.

Дальнейшая метасоматическая проработка зон трещиноватости в узлах пересечения тектонических нарушений флюидами привела к образованию кианитовых кварцитов, которые образуются как внутренняя зона метасоматической колонки по породам различного состава и уровня метаморфизма.

Метаморфиты постепенно переходят в мусковит-кианитовые метасоматиты, а внутренняя зона представлена кианитовыми кварцитами. Кианит-кварцевый парагенезис замещает биотит, плагиоклаз, частично мусковит. В случае развития указанных кварцитов по кианитовым и кианит-ставролитовым метасоматитам этот парагенезис замещает порфиробласты кианита и ставролита (Огородников, 1975).

Несколько иначе протекают метасоматические процессы в зонах дислокационного метаморфизма в пределах гнейсовых ядер Кочкарского и Адамовского комплексов, где вместо кианита наблюдается развитие силлиманита. В биотитовых плагиогнейсах, претерпевших региональный метаморфизм высоких степеней амфиболитовой фации, метаморфический силлиманит образует призматические, игольчатые кристаллы в плоскости кристаллизационной сланцеватости. Температура образования плагиогнейсов, определенная по биотит-гранатовому геотермометру, составляет около 700 °С. В указанных гнейсах по зонам интенсивной трещиноватости развивается метасоматический силлиманит - фибролит, который замещает пластинчатый метаморфический силлиманит, а также биотит и плагиоклаз. Фибролит образует секущие прожилки и линзы, реже небольшие линзы

силлиманитовых кварцитов. В отличие от кианитовых кварцитов, последние не имеют внешней зоны, представленной мусковитовыми сланцами, так как при высоких T мусковит неустойчив.

В углисто-глинистых сланцах и песчаниках (C_1), метаморфизованных в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций, в зонах смятия наблюдается развитие хлоритоида (рис. 202). На уральских золоторудных месторождениях хлоритоидные сланцы располагаются на периферии рудных зон; концентрация золота в них составляет 7-62 мг/т. По составу и условиям образования указанный минерал аналогичен хлоритоиду из золоторудных месторождений Енисейского (Петров, 1974), Ленского, а также некоторых других регионов, в том числе и зарубежных.

Наряду с разнообразными метасоматитами высокого давления в шовных зонах смятия широко распространены тела серпентинитов, которые образуют пояса в терригенно-осадочных породах C_1 . Некоторые тела серпентинитов представляют практический интерес, так как в них развиты золотоносные кварцевые и так называемые “змеевичные” жилы. В серпентинитах проявился ряд метасоматических преобразований в последовательности: оталькование и карбонатизация (субрегионально распространенные), антигоритизация (начальные серпентиниты имеют хризотилловый состав), амфиболитизация, оталькование и карбонатизация, лиственитизация. Все указанные процессы образованием сульфидов практически не сопровождаются. “Змеевичные” жилы - это зоны интенсивного катаклаза в оталькованных серпентинитах, тремолитовых, хлоритовых и тальк-хлоритовых метасоматитах. В таких жилах установлено самородное золото (см. раздел “Кировское месторождение”).

В породах обрамления гнейсовых блоков, в тех же самых зонах смятия, в которых образовались рассмотренные выше алюмокремнистые метасоматиты высокого давления, в позднеколлизийный этап в зонах повышенной трещиноватости формировались золотая и хрусталеносная минерализации, сопряженные каждая со специфическими для нее метасоматитами. Указанные зоны в это время повышенными давлениями не характеризовались. Это подтверждается присутствием в развитых в них метасоматитах кордиерита и куммингтонита, а также результатами определения P кристаллизации кварцевых жил на основе гомогенизации углекислотных и водных включений в кварце.

В размещении месторождений и рудопроявлений Астафьевского рудного поля (см. рис. 198) отчетливо наблюдается определенная зональность. Ряд этих проявлений располагается в пределах гнейсового блока, другая, более многочисленная часть их локализуется в породах обрамления.

Теперь рассмотрим рудообразующие метасоматические процессы, проявленные в гнейсовом блоке. Метасоматические преобразования отчетливо наложены на зоны развития гранитизации. Наиболее ранние метасоматиты установлены в биотитовых плагиогранитах Астафьевского, Татищевского массивов. Их состав: порфиробластическая сине-зеленая роговая обманка и таблитчатый бурый или бурозеленый биотит ($n_g=1,637-1,643$, $F=52-55$), который замещает ранний метаморфический биотит зеленого цвета ($n_g=1,645-1,663$, $F=55-56$). В этих же зонах иногда отмечается новообразованный гранат (существенно альмандин). Указанный минеральный парагенезис формировался при $T=590-620$ °С.

Более поздняя стадия гидротермальной деятельности в гнейсовом блоке отчетливо приурочена к субмеридиональным и субширотным зонам разломов. Ее продуктами являются кварцевые жилы, сопровождающиеся метасоматитами, состоящими из мусковита, хлорита, кварца. Парагенезис кварц+мусковит замещает все минералы эдукта (роговая обманка, плагиоклаз, биотит, реже другие). Мусковит имеет секущую по отношению к сланцеватости эдукта ориентировку, образует чешуйки до 1-2 мм. Его показатель преломления по оси n_g равен 1,597-1,602, параметры

кристаллической решетки следующие: $b_0=9,00-9,02\text{ \AA}$, $C_0 \sin \beta =19,92-19,93\text{ \AA}$. Структура минерала 2M, T образования $480-550\text{ }^\circ\text{C}$ (определена по диаграмме зависимости параметров кристаллической решетки мусковита от T его образования). Хлорит относится к пеннину. Он обычно замещает биотит и амфибол, а также нередко образует секущие прожилки. Параметры его кристаллической решетки: $b_0=9,22-9,28\text{ \AA}$, $C_0 \sin \beta =14,15-14,20$, $F=20-40$. Некоторые из указанных жил золотоносные. Среднее содержание золота в гнейсовом блоке $1,35\text{ мг/т}$. В характеризуемых метасоматитах оно возрастает в $3,0-3,5$ раза. В отдельных участках гнейсового блока известны кварцевые жилы со значительной концентрацией золота. Кратко охарактеризуем два из них, наиболее характерных и интересных в практическом отношении.

Кожубаевское молибденит-кварц-жильное проявление (см. рис. 198). Сложено гранитизированными биотитовыми плагиогнейсами и телами гранитоидов, площадь выхода на поверхность которых не превышает 1 км^2 . В гнейсах известны ранние кварцевые жилы, сложенные мелкозернистым, дымчатым кварцем. Жилы подвергаются микроклинизации и биотитизации, что свидетельствует об их формировании в раннеколлизийный этап метаморфизма. Жилы контролируются зоной разлома субмеридионального простирания, в пределах которой образуют несколько кулис. Рудные минералы в жилах представлены молибденитом, халькопиритом, ковеллином, шеелитом, гематитом, висмутином. В шлихах, взятых вблизи жил, наряду с шеелитом и сульфидами присутствует самородное золото, что дает основание полагать его наличие в жилах.

Великопетровское шеелит-кварц-жильное месторождение (см. рис. 198). Расположено в северо-западной части небольшого одноименного массива плагиогранитов-гранодиоритов. Гранитоиды интенсивно калишпатизированы. В них заключено большое количество даек плагиогранит-порфиров, плагиоаплитов, гранитных пегматитов. В породах кровли массива (гнейсах) широко проявились процессы хлоритизации, серицитизации и окварцевания. Здесь также известны кварцевые жилы с шеелитом. Они, как и на Кожубаевском проявлении, подверглись воздействию позднеколлизийного этапа метаморфизма. Участками в них проявлены процессы микроклинизации и биотитизации.

Серии сбросов секут шеелитсодержащие жилы, дробят и перемешают их на значительные расстояния. Метасоматические изменения представлены интенсивной серицитизацией и окварцеванием, сопровождающимися отложением в трещинных структурах новообразованных жил и прожилков. На эти метасоматиты наложено сульфидное оруденение с существенно пирит-халькопиритовой минерализацией (рис. 203), встречаются молибденит, висмутин. Сульфиды золотоносные. Содержание золота в оруденелых метасоматитах и кварцевых жилах $0,4 - 4,5\text{ г/т}$.

В обрамлении гнейсового блока широко распространены метавулканиты, на которых с угловым несогласием залегают породы S_1 , представленные терригенными слабо метаморфизованными образованиями. В зонах разломов здесь отмечаются цепочки небольших тел серпентинитов, претерпевших интенсивный метасоматоз. Ниже охарактеризуем метасоматические преобразования только вулканитов, т.к. метасоматоз серпентинитов детально рассмотрен при характеристике Кировского месторождения.

Нижеследующее описание базируется на результатах исследования, выполненного на Астафьевском эталонном месторождении горного хрусталя кварц-жильного типа и прожилково-вкрапленного золотооруденения. Выше было показано, что в результате метаморфических преобразований и частично проявившейся гранитизации в вулканогенно-осадочных породах обрамления гнейсового блока возникли минеральные парагенезисы с актинолитом, биотитом, эпидотом, плагиоклазом, микроклином (развит только вблизи гнейсового ядра), кварцем.

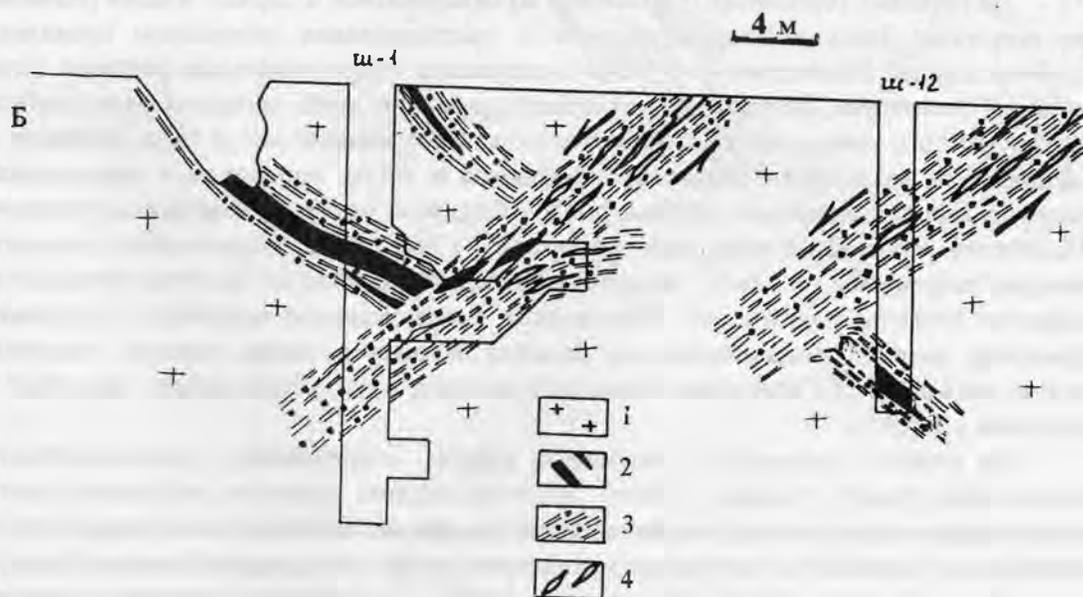
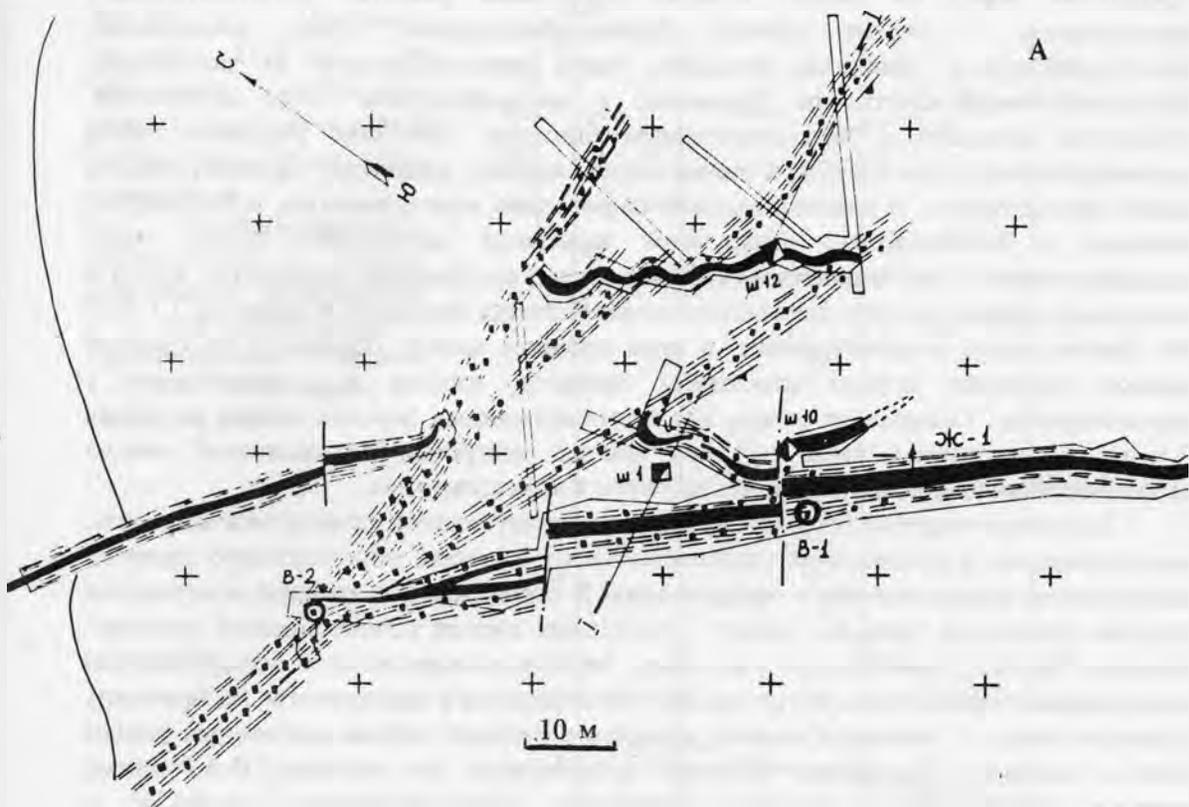


Рис. 203. План (А) и разрез (Б) кварц-шеелитовой жилы №1.
 Великопетровское месторождение. По (Ленных, 1943):
 1 - гранитоиды; 2 - шеелитсодержащие кварцевые жилы; 3 - серицитизация
 (и сульфидизация); 4 - золотоносные кварцевые жилы

Дробление, катаклиз метавулканитов и последующая гидротермальная проработка пород на ранних стадиях обусловили развитие метасоматической биотитизации - биотит обычно буровато-зеленоватый, реже зеленоватый, кристаллизуется в трещинках катаклаза, часто перпендикулярно их зальбандам. Метасоматический биотит по сравнению с метаморфическим менее железистый. Трещинки катаклаза с метасоматическим биотитом отчетливо рассекают зерна метаморфического плагиоклаза, а также плагиоклазовые, кварцевые (древние) жилы и дайки гранодиоритов. В плагиофельдшпатизированных метавулканитах, претерпевших катаклиз и биотитизацию, обнаружены выделения самородного золота, тесно ассоциирующие с тонкозернистыми (обычно пирит) сульфидами. Количество золота в минерализованных биотитизированных метавулканитах варьирует в пределах 1,1-14,3 г/т. Биотит часто хлоритизируется; в этом процессе иногда образуется железистый эпидот. Магнетит породы замещается пиритом, изредка в парагенезисе с халькопиритом. Содержание золота в хлоритизированных породах может достигать 4,0 г/т. Существенная часть его, как показал нейтронно-активационный анализ мономинеральных фракций, связана с пиритом и халькопиритом.

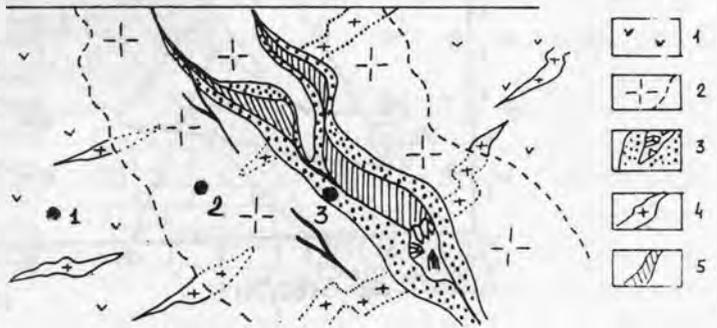
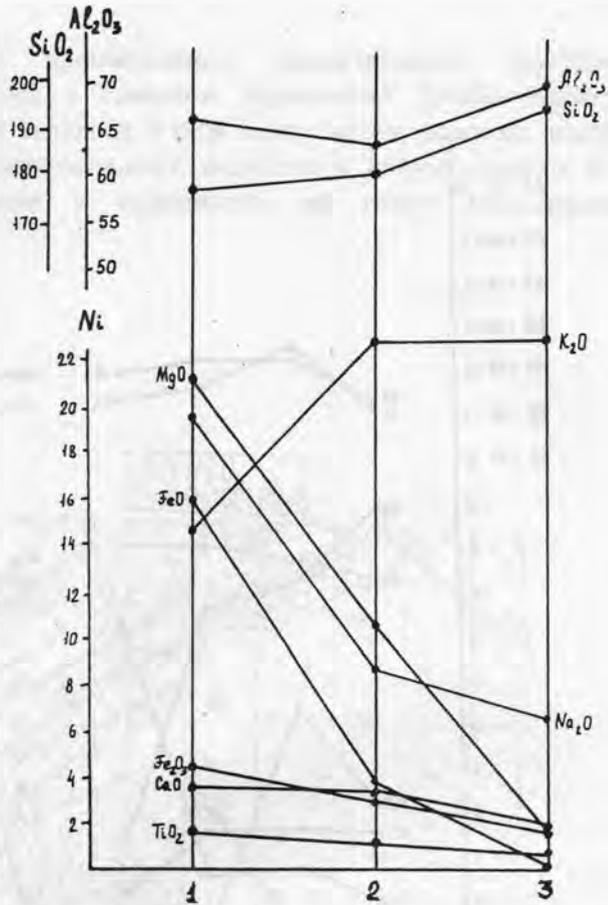
Биотитизированные (хлоритизированные) метавулканиты подверглись катаклазу, милонитизации и воздействию гидротермального раствора, обусловившего развитие интенсивных серицитизации и окварцевания. В парагенезисе с кварцем и серицитом нередко отмечается кальцит; наряду с последним иногда устанавливается доломит-анкерит. Причем, замечательно следующее: карбонатосодержащие и бескарбонатные минеральные парагенезисы могут нередко располагаться в пространстве по принципу "слоеного пирога", мощность слоев которого составляет первые сантиметры (может пять и меньше). Результаты расчетов, выполненных по методике В.А.Рудника, показывают, что при развитии названных метасоматических процессов в метавулканитах в последние привносились калий и кремнезем, выносились главным образом магний и железо (рис.204). Вдоль наиболее ослабленных (тектонически) зон кварц-серицитовые метасоматиты замещаются монокварцевыми телами.

На глубоких горизонтах (глубже 400 м) окварцевание и серицитизация развития не получили. Здесь в зонах дробления и расланцевания интенсивно проявлена карбонатизация. По-видимому, в CO_2 - содержащем гидротермальном растворе была высокой активность натрия, что обусловило развитие здесь метасоматитов альбит-карбонатного и кварц-альбит-карбонатного составов, которые могут быть отнесены к эйситам. На указанных горизонтах отмечаются и жилы, состоящие в центральной части из кварца с примесью альбита, а в зальбандовых частях сложенные карбонатом. Последний относится к ряду доломит-анкерит. Парагенезис кварц+альбит+доломит-анкерит развивается по эдукту, состоящему главным образом из биотита, актинолита, эпидота, хлорита, плагиоклаза. Эйситизация метавулканитов протекала в условиях привноса натрия (незначительного), кальция и выноса калия, магния, кремния, алюминия (рис.205). Содержание золота в характеризуемых метасоматитах варьирует в пределах 1,1-0,9 г/т.

На верхних горизонтах в кварцевых жилах, сопряженных с метасоматитами кварц-серицитового состава, в более позднюю стадию развития гидротермального процесса формировались хрусталеносные гнезда. Около последних синхронно с ними развивались метасоматиты с отчетливо проявленным глинистым обликом. В них с помощью рентгеноструктурного, термического и электронномикроскопического анализов удалось идентифицировать диккит, накрит, галлузит, окристаллизованный каолинит. Кроме указанных минералов, обычно устанавливаются гидрослюда, пирит, рутил. Указанный набор минералов позволяет отнести такие метасоматиты к аргиллизитам. В нашем случае аргиллизация "поражает" кварц-серицитовые породы. С аргиллизацией тесно сопряжен рост кристаллов горного хрусталя в гнездах кварцевых жил.

Рис.204. Поведение оксидов (мас.%) при замещении хлоритизированных метавулканитов кварц-серицитовыми метасоматитами:

1 - хлоритизированные метавулканиты; 2 - кварц-серицитовые метасоматиты; 3 - зона аргиллизации с хрусталеносным гнездом; 4 - дайки гранитоидов; 5 - кварцевые жилы



Кварц-альбит-карбонатные жилы глубоких горизонтов часто пересекаются трещинными структурами. При открытии последних в жилах образуются минерализованные полости, на стенках которых нарастают небольшие кристаллы кварца. Промежутки между последними выполняет доломит, а пустоты - кальцит.

В случаях, когда экран из углистых филлитов отсутствует или же "вскрыт" разломом, кварц-доломитовая хрусталеносная ассоциация развивается по кварцевым жилам верхних горизонтов. При этом образуются небольшие гнезда друзовидного кварца. В хрусталеносных гнездах отмечается пирит, содержащий обычно золото в количестве, не превышающем 200 мг/т.

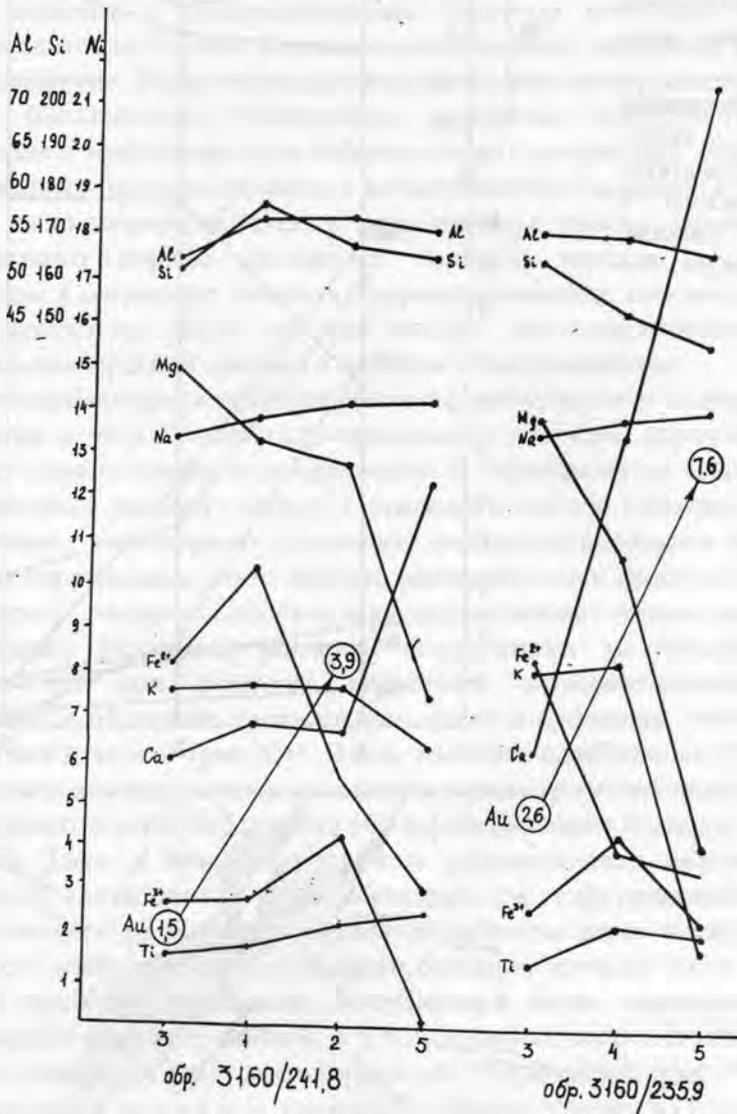


Рис. 205. Поведение химических элементов (мас.%) при эйситизации метавулканитов.

Обр. 3160/241,8 - образец, включающий эдукт и метасоматиты:
 1,2,5 - эйситизированные метавулканиты (чем больше цифра, тем интенсивнее проявлен процесс) 3 - хлоритизированные метавулканиты.

Обр. 3160/235,9 - образец, включающий эдукт и метасоматиты:
 3 - то же, что и выше; 4,5 - то же, что выше под номерами 1,2,5.
 В кружках содержание золота в мг/т

Ниже на примере Астафьевского месторождения попытаемся рассмотреть сопряженные образования золотооруднения и кварц-жильной минерализации в жильных полях месторождений горного хрусталя.

АСТАФЬЕВСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ (43)

Это наиболее крупное промышленное кварц-жильное хрусталеносное месторождение. Оно размещается в северном обрамлении Джабык-Карагайского гнейсово-мигматитового блока и включает в себя толщу метавулканитов, внедренных по системе субширотных и северо-западных надвигов и взбросо-сдвигов в толщу углеродисто-карбонатных сланцев и надвинутых на толщу мраморизованных известняков (рис.206).

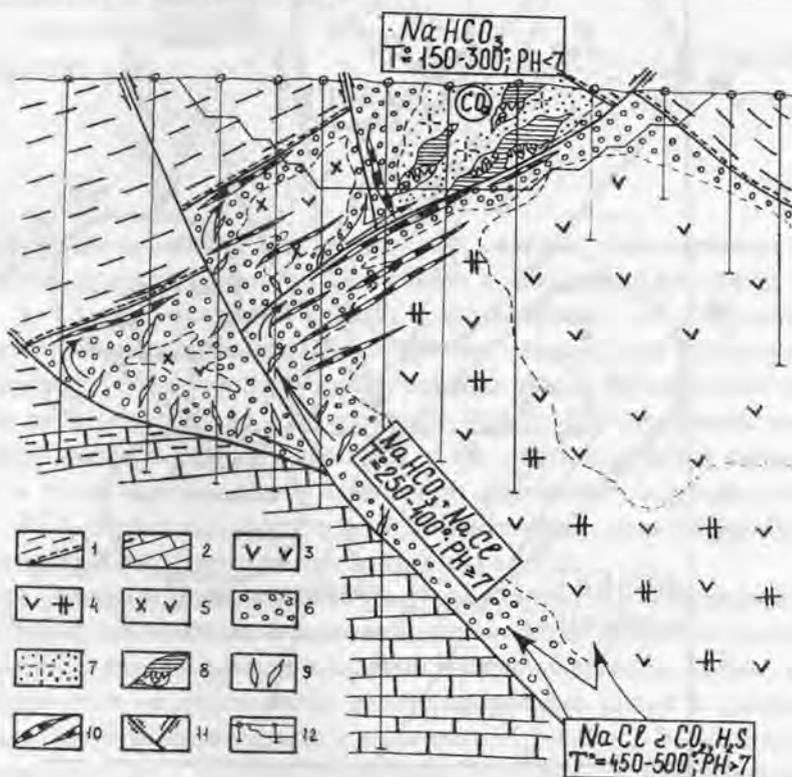


Рис. 206. Геолого-генетическая модель сопряженного формирования золоторудной и хрусталеносной кварц-жильной минерализаций на Астафьевском месторождении: 1 - углистые филлиты (C_1); 2 - известняки мраморизованные (C_1); 3 - метавулканиты (0-S); 4 - метавулканиты плагиофельдшпатизированные; 5 - метавулканиты биотитизированные и хлоритизированные с прожилково-вкрапленной золотой минерализацией; 6 - доломит-кварц-альбитовые метасоматиты, в приподнятом блоке обычно безальбитовые; 7 - зоны аргиллизации с сопутствующей хрусталеносной минерализацией; 8 - кварцевые жилы хрусталеносные; 9 - кварц-карбонатные гнезда с горным хрусталем; 10 - зоны развития золотой минерализации; 11 - нарушения разрывные раствороподводящие; 12 - контур эксплуатационного карьера и колонковые скважины

Преимущественно карбонатный состав подстилающей объект-эталон толщи оказал существенное влияние на геохимическую специализацию гидротерм и тем самым на формирование объекта-эталона золоторудной и кварц-жильной хрусталеносной минерализаций (рис.207). Объект сформировался в несколько стадий, обусловленных кислотно-щелочной эволюцией гидротермального раствора в пространстве и времени главным образом за счет падения Т.

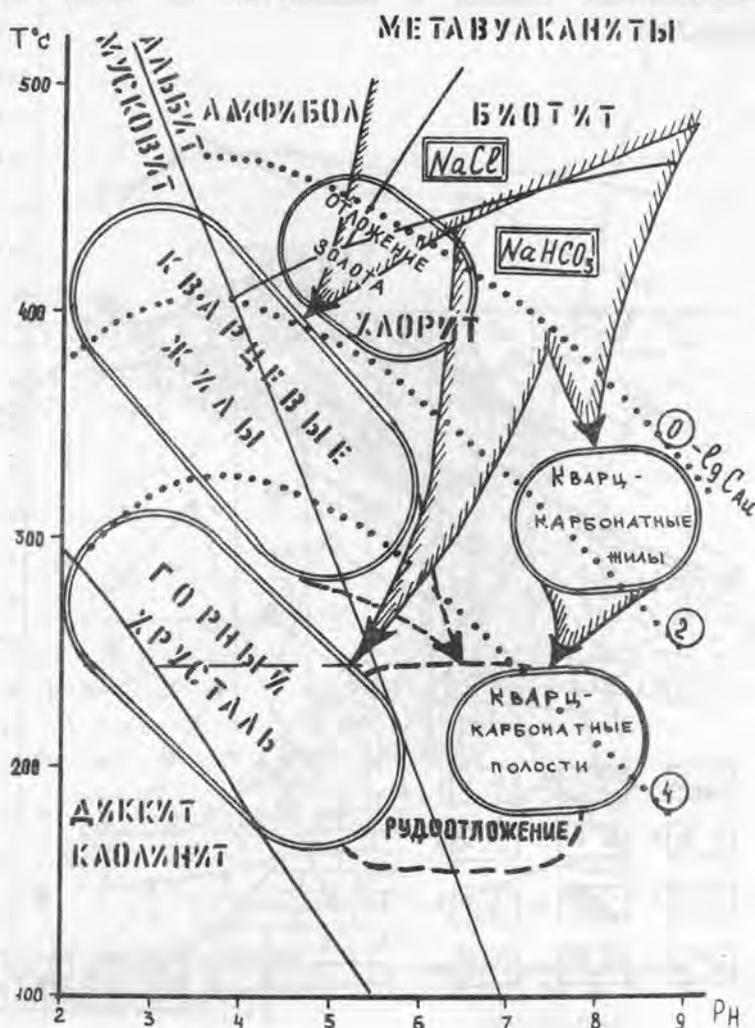


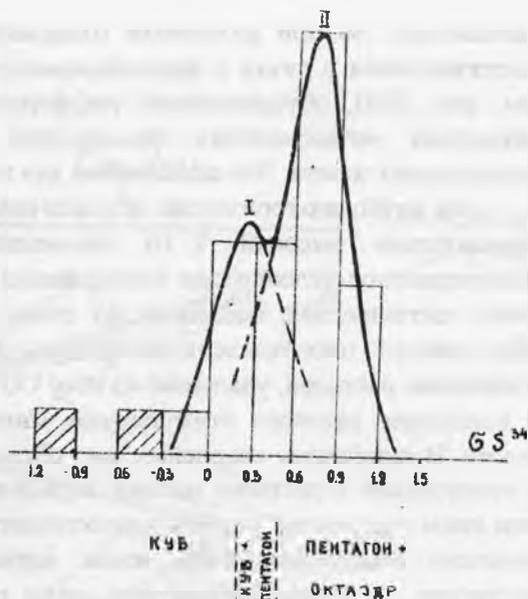
Рис. 207. Зависимость состава минеральных парагенезисов комплексных (золото+горный хрусталь) месторождений от Т и рН среды минералообразования

Изотопный состав серы из различных метасоматитов и кварцевых жил объекта близок к метеоритному ($\delta S^{34} = -0,3+1,2$, см. также рис. 208), что свидетельствует об его ювенильном источнике. На основе этих данных полагается глубинный источник гидротерм, обусловивших образование объекта-эталона. Судя по результатам изучения состава газовой-жидких включений из минералов метасоматитов глубоких горизонтов последнего, о составе исходного гидротермального раствора можно сказать следующее. Он был водным, хлоритипным, со значительным преобладанием натрия над калием и кальция (не меньше чем на порядок) над магнием. В растворе было значительное количество HCO_3^- и CO_2 . Среди газов отмечены также водород и азот. Реакция раствора щелочная, его начальная температура 530-490 °С.

Рис.208. Гистограммы распределения изотопного состава серы пиритов хрусталеносных месторождений Южного Урала. Составлены с использованием материалов Т.Л.Нейкур.

Заштрихованные прямоугольники соответствуют пириту из нижнекаменноугольных терригенных образований.

I - пирит из биотитизированных и хлоритизированных метавулканитов с повышенной золотоносностью; II - пирит их хрусталеносных кварцевых жил



Инфильтрация таких растворов по зонам тектонического дробления (рассланцевания и милонитизации) приводила к биотитизации пород. В последних отмечены в ряде случаев гранат (альмандин) и актинолит-тремолит. Биотитизированные метавулканиды золотоносные - количество золота в них достигает 14,3 г/т. Последнее установлено и в других районах Урала. В указанных породах золото фиксируется преимущественно в самородной форме. Его пробность высокая (более 900). На этой основе с учетом отсутствия в его составе ртути и палладия, а также теллуридов в рудах сделан вывод о коровом источнике гидротерм и их высокой натровости. РТХ-параметры формирования биотитовых метасоматитов и исходный состав гидротермального раствора приведены на рис.207.

По мере снижения T щелочность раствора понижается. Примерная T замещения биотита (а также альмандина и тремолит-актинолита) хлоритом равна 450°C (см. рис.207). Заметим, что совместно с хлоритом иногда отмечается эпидот. К концу этого процесса образуются мелкозернистые золотосодержащие пирит и халькопирит. Зоны хлоритизации концентрируют золото в количестве 0,1-4,0 г/т. Возможность осаждения золота при понижении T щелочного раствора показана экспериментально. Нижнюю границу золотоносности, очевидно, можно провести по появлению в составе рудных минеральных парагенезисов пирротина, который практически не содержит золота. Последнее, по-видимому, объясняется относительно повышенной T образования этого минерала и несовпадением величины E_h его кристаллизации (от -0,3 до -0,58 в) и золота (от +0,5 до -0,26 в). Пирит и халькопирит могут концентрировать золото в значительных количествах.

В процессе подъема растворов по зонам разломов на верхние горизонты (см. рис.207) за счет дальнейшего падения T произошло еще большее понижение рН раствора. Здесь в зонах катаклаза он вызывает кислотное выщелачивание пород (с интенсивным развитием серицитизации и окварцевания). Внутренняя зона метасоматических колонок, фиксирующая наиболее ослабленные в тектоническом отношении участки, представлена двумя минеральными парагенезисами: 1) кварц+серицит+кальцит и 2) кварц+серицит+доломит-анкерит+кальцит. С некоторым отставанием от указанных метасоматитов формируются кварцевые жилы. Эти парагенезисы соответственно типоморфны для кварц-серицитово-березит-лиственитовой формаций и образуются при РТ-параметрах раствора, близких или

одинаковых, но при различном содержании в нем CO_2 . Последнее реализуется на месторождении в связи с неравномерностью проявления катаклаза в зонах разломов (см. рис. 206), обусловившего дифференциальное выкипание CO_2 из раствора. В названных метасоматитах фиксируется пирит с незначительным (до 0,1 г/т) содержанием золота. Это естественно для пиритов стадии кислотного выщелачивания.

На глубоких горизонтах объекта щелочной характер раствора сохраняется из-за относительно высокой T и взаимодействия его с карбонатными породами (благоприятное условие для поддержания на высоком уровне концентрации HCO_3^-). Здесь тектонические подвижки по зонам раствороподводящих структур приводят к образованию многочисленных трещин отрыва. Раскрытие последних приводит к вскипанию раствора, удалению из него CO_2 , возрастанию pH . Известно, что перепады P и вскипание раствора стимулируют минералообразование, в том числе отложение золота. В зальбандах кварцевых жил образуется доломит-анкерит, что свидетельствует о присутствии в растворе магния, кальция, двухвалентного железа и марганца. В том или ином количестве карбонат практически отмечается в кварцевых жилах. Если, как отмечено выше, кварцевые жилы верхних горизонтов образовались из кислых растворов, то кварц-карбонатные жилы рассматриваемых горизонтов отлагались из щелочных (pH больше 8) растворов при $Eh = -0,4-0,8\text{в}$. В связи с указанным в анкеритсодержащих парагенезисах развивается не пирит, а гематит. Пирит же отмечается только в зальбандах карбонатсодержащих кварцевых жил, где pH локально может снижаться до 7-6. Такой пирит золотоносен. Метасоматиты, содержащие его, концентрируют золото до 0,5 г/т.

Прохождение углекислого газа в верхние горизонты и накопление его под различными экранами, литологическими, структурными или кварцевыми жилами приводит к формированию хрусталеносных аргиллизитов (рис.209). Кислотная обстановка процесса аргиллизации мобилизует золото в раствор и переотлагает его на границе хрусталеносной зоны совместно с сульфидами и в самородной форме, где образуются рудные тела с содержаниями золота до граммов в 1 т.

Таким образом, на Астафьевском месторождении проявлена вертикальная зональность в распределении жильных (кварцевых, кварцевых с карбонатом) и метасоматических образований. На верхних горизонтах (0-200 м) на ранней стадии развития гидротермального процесса сформировались кварцевые жилы и сопряженные с ними метасоматиты кварц-серицитовой (преобладают) и березит-лиственитовой формаций, а на второй - хрусталеносные гнезда и сопровождающие их аргиллизиты. На нижних (200-400 м) горизонтах на первой (ранней) стадии развивались биотит-хлоритовые золотоносные метасоматиты, а на второй (поздней) - слабозолотоносные кварцевые с карбонатом жилы, сопряженные с эйситами. Повышенная золотоносность здесь отмечена только для зальбандовых частей жил. Важно подчеркнуть следующее, Зоны развития аргиллизации - это участки выноса золота. Показано, что вынесенное золото концентрируется за пределами таких участков в благоприятных структурных ловушках и на геохимических барьерах с образованием рудных столбов.

Пирит в аргиллизитах и хрусталеносных полостях образуется в большом количестве, иногда концентрируется в виде друз и гнездообразных скоплений, но не золотоносный. Содержание золота в пирите не превышает 200 мг/т.

П и р и т - наиболее распространенный минерал "рудных" и "безрудных" кварцевых жил, а также метасоматитов, сопряженных с ними. Для наших целей представлялось перспективным использование того факта, что форма кристаллов этого минерала эволюционирует в процессе развития гидротермальной системы. На золоторудных объектах пирит преимущественно имеет форму куба и пентагон-додекаэдра. Пирит из ранних рудоносных метасоматитов хрусталеносных месторождений биотит-хлоритового состава имеет преимущественно пентагональный облик с ограниченным наложением форм куба и октаэдра.

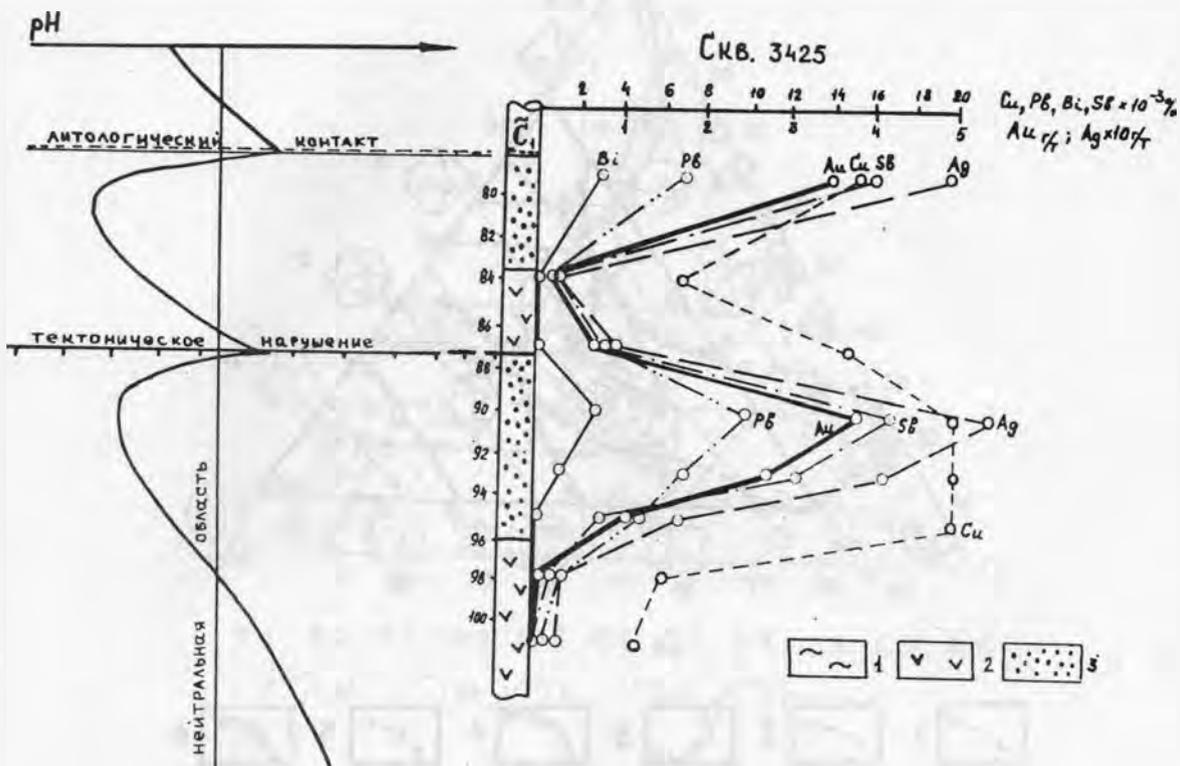


Рис. 209. Эволюция кислотности-щелочности растворов под литологическим и структурным экранами с образованием под ними рудных тел, сопровождаемых ореолами элементов-спутников (скв.3425): 1 - углистые филлиты раннего карбона; 2 - метавулканиты; 3 - рудоносные метасоматиты

В хрусталеносных гнездах, кварцевых жилах, метасоматитах аргиллизитовой и кварц-мусковитовой формаций для пиритов характерен октаэдрический габитус с многочисленными усложняющими гранями тетрагонтриоктаэдра и дидодекаэдра (рис.210).

В пирите из рудных зон установлены такие элементы-примеси, как мышьяк, сурьма, висмут, серебро, золото. Причем установлено, что количество золота в крупных кристаллах этого минерала небольшое (до 200 мг/т), значительная же часть его сосредоточена в мелкозернистом пирите. Аналогичная закономерность установлена для большого количества золоторудных месторождений (Злобин, Цимбалист, 1983; Сазонов, 1985, и др.). Пирит из хрусталеносных и золоторудных кварцевых жил обогащен никелем и кобальтом, последний резко преобладает (Сазонов, 1985; Огородников, Сазонов, 1991; Бурлаков, 1989). В кварц-мусковитовых метасоматитах этот минерал обогащен кобальтом и незначительно мышьяком. Пирит хрусталеносных гнезд концентрирует примерно поровну мышьяк, кобальт, никель. Никелем обогащен пирит из зон доломитизации пород (эйситов) и кварц-карбонатных жил и гнезд. В ряде проб в нем в значительном количестве установлены мышьяк и кобальт. Золотоносность пиритов из зон хрусталеносных кварцевых жил низка, обычно не превышает 20-30 мг/т. Для рудоносного пирита из зон хлоритизации хрусталеносных месторождений, как и для большинства золоторудных месторождений России, характерен высокомышьяковистый пирит (рис. 211).

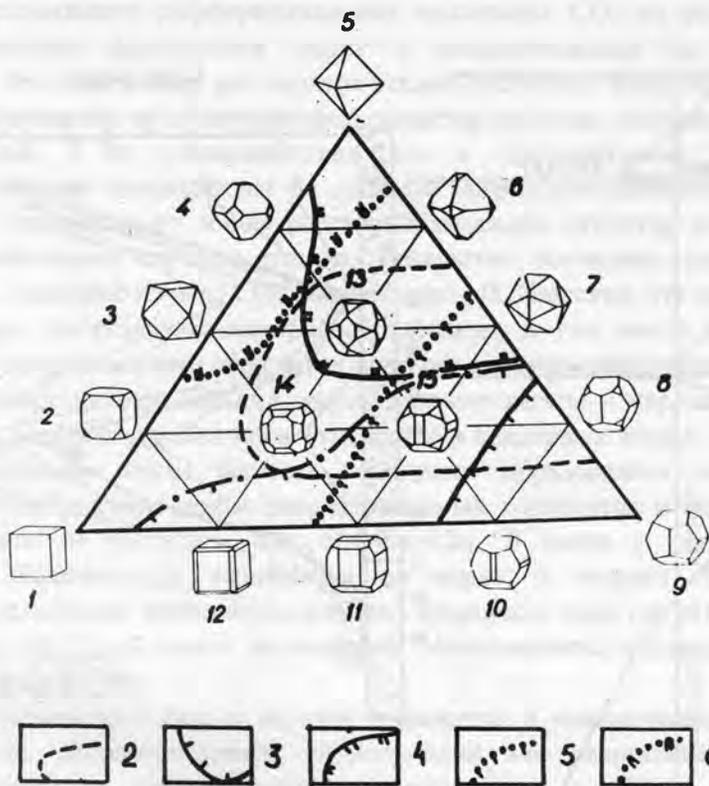


Рис. 210. Эволюция формы кристаллов пирита хрусталеносных месторождений Урала: 1,2 - метавулканыты: биотитизированные (1) и хлоритизированные (2); 3 - кварцевые жилы; 4 - хрусталеносные гнезда; 5 - кварц-альбит-доломитовые метасоматиты (эйситы); 6 - кварц-карбонатные полости

В биотитизированных и хлоритизированных метавулканытах в парагенезисе с пиритом устанавливается мелкозернистый халькопирит, в нем неоднократно фиксировались включения золота. На диаграмме зависимости содержаний золота от содержаний меди проявлены два тренда (рис. 212), что свидетельствует о двух генерациях золотой минерализации, одна из которых, как показали исследования, в существенной мере представлена халькопиритом. С этими данными согласуются материалы по опробованию.

Так, установлено, что высокозолотоносные пробы связаны с ранними стадиями развития гидротермального процесса, а низкопробное (относительно) серебристое золото кристаллизуется на поздней его стадии. Зависимости золото - сурьма и серебро - сурьма однотрендовые, что однозначно свидетельствует о присутствии в рудных телах сульфосоли сурьмы (рис. 213).

Рудные тела на месторождении выделяются по опробованию, представляют собой небольшие линзовидные тела мощностью 0,5-5 м, протяженностью 25-100 м. Размещаются в биотит-хлоритовых метасоматитах, в эйситах вдоль раствороподводящих разломов и в зальбандах кварц-карбонатных жил, на границах хрусталеносных зон и под экраном углеродистых филлитов. Рудные интервалы сопровождаются литогеохимическими аномалиями сурьмы, висмута, мышьяка, свинца, меди, серебра (см. рис.209). Зоны эйситизации отчетливо картируются аномалиями натрия и натрия-калиевого отношения по данным нейтронной активации.

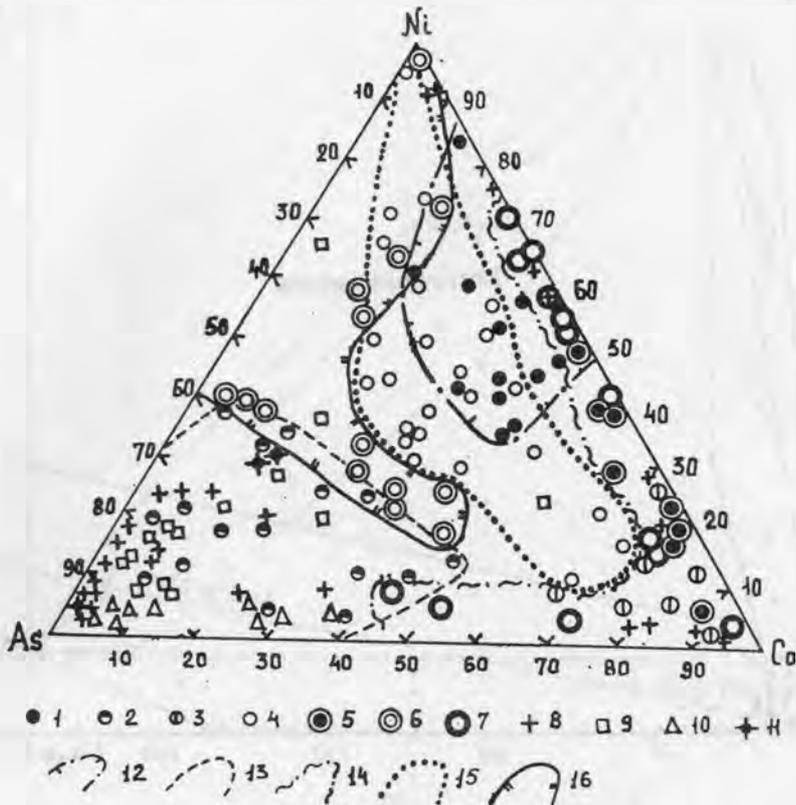


Рис. 211. Содержание элементов-примесей в пирите хрусталеносных и золоторудных месторождений Урала и ряда других территорий:

1,2 - метавулканыты: биотитизированные (1) и хлоритизированные (2); 3 - мусковит-кварцевые околожильные метасоматиты; 4 - кварц-альбит-доломитовые метасоматиты (эйситы); 5 - кварцевые жилы; 6 - хрусталеносные гнёзда; 7 - околожильные метасоматиты месторождения Додо (Приполярный Урал) (Бурлаков, 1989); 8 - золоторудные месторождения Урала (Сазонов, 1984); 9 - золоторудные месторождения Ленского района (Буряк, 1966); 10 - золоторудные месторождения Восточного Саяна (Пшеничкин, 1985); 11 - пириты Старо-Берикульского золоторудного месторождения (Бульников, 1983); 12-16 - поля пиритов из биотитизированных (12), хлоритизированных (13) метавулканытов, кварц-жильных образований (14), эйситов (15), хрусталеносных гнезд (16)

На основании анализа поисковых критериев и признаков произведено оконтуривание перспективных рудных полей и участков, а в 1987-88 гг. В.Н.Огородниковым произведена их прогнозная оценка по категориям P_1 , P_2 и P_3 . Анализ относительной продуктивности хрусталеносных зон и соответствующих им золоторудных зон показал их прямо пропорциональную зависимость, что еще раз подтверждает их сопряженное образование (рис. 214).

Толщи метавулканытов часто в переслаивании с углеродистыми отложениями карбона и надвинутые на толщу мраморизованных известняков (аналогично вышеописанному Астафьевскому месторождению и сопоставимо со строением Светлинского золоторудного месторождения) известны в районе Знаменского и Алексеевогорского кварц-жильных рудопроявлений (см. рис. 198).

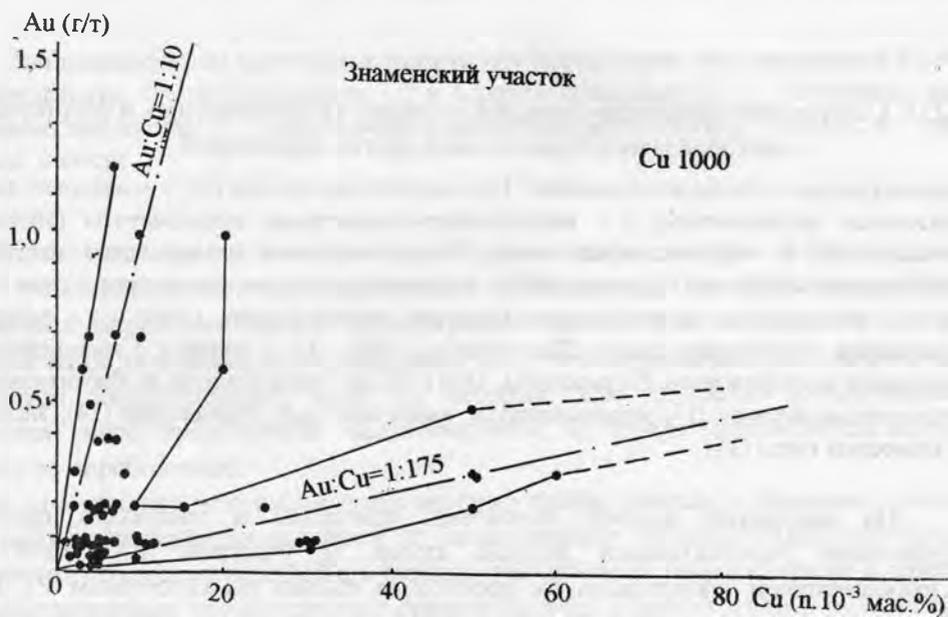
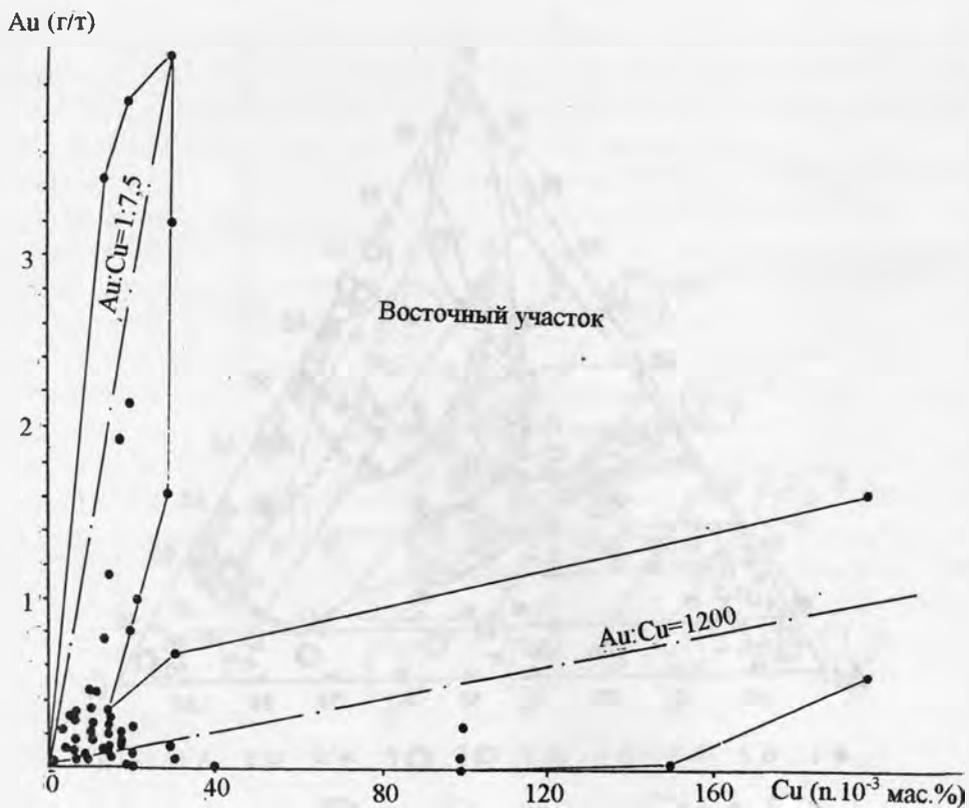


Рис. 212. Диаграммы соотношения золота и меди в метасоматитах Астафьевского месторождения (Восточный участок) и Знаменского рудопоявления

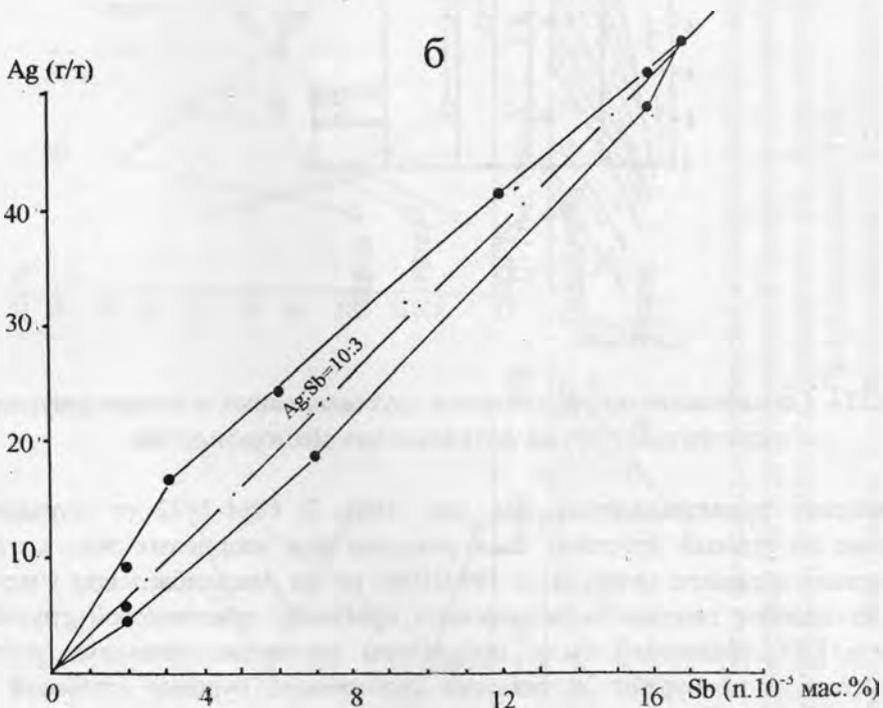
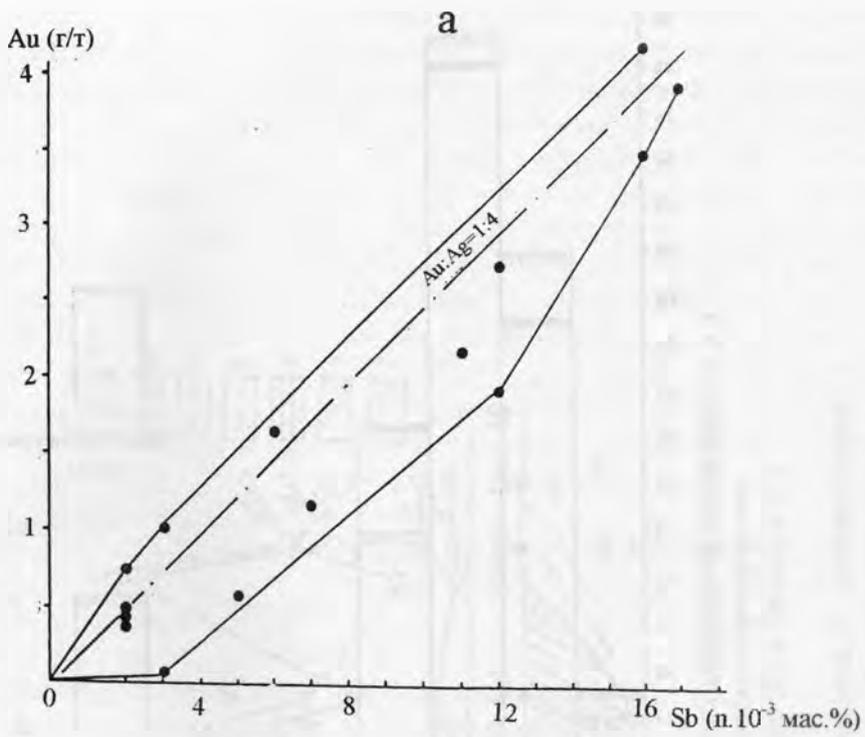


Рис. 213. Диаграммы соотношения золота и сурьмы (а) и серебра и сурьмы (б) в рудных метасоматитах Астафьевского месторождения

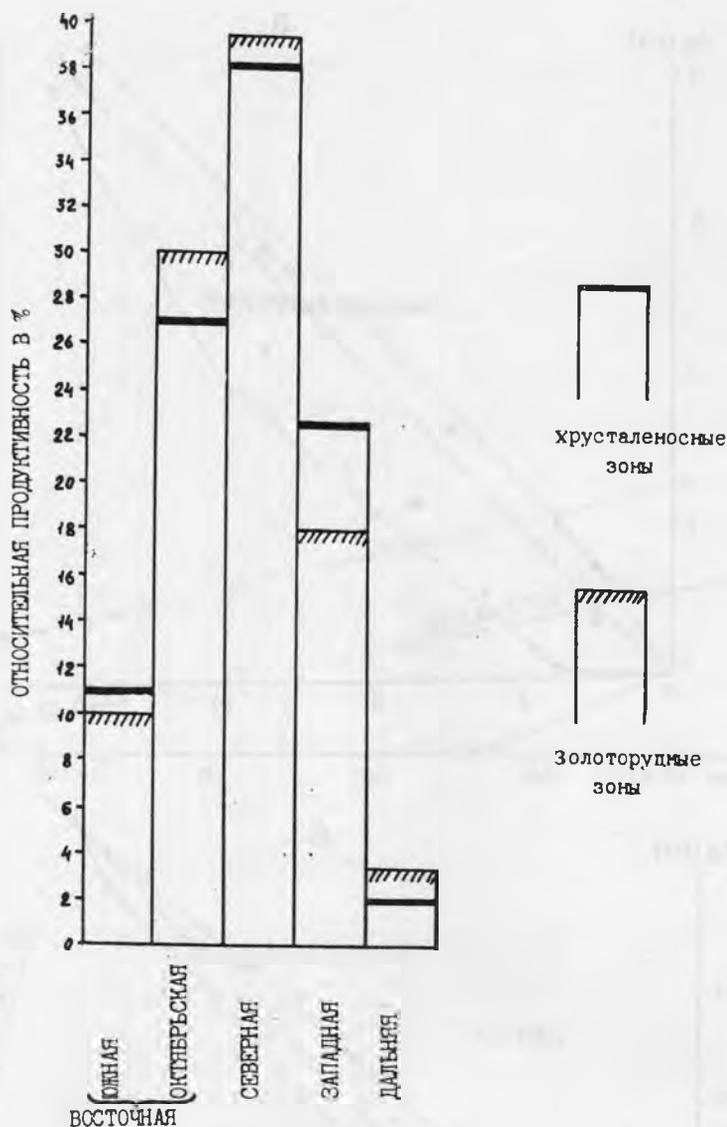


Рис.214. Соотношение продуктивности хрусталистых и соответствующих им золоторудных зон на Астафьевском месторождении

Знаменское рудопроявление (см. рис. 198). В 1964-1972 гг. изучалось как перспективное на горный хрусталь. Был разведан ряд кварцевых жил с гнездами горного хрусталя хорошего качества. В 1984-1986 гг. на Арсланбаевском участке, выделенном по данным геолого-геофизического прогноза, тематической группой под руководством Г.И.Страшненко были поставлены прогнозно-поисковые работы на горный хрусталь и пробурено 70 скважин колонкового бурения глубиной 100 м. Получены положительные результаты и произведена прогнозная оценка данного участка в прогнозных ресурсах на горный хрусталь.

Знаменское рудное поле, включая в себя и кварц - жильные поля Знаменское, № 43, Синие Васильки, Птицеферма, Луканик, Арсланбаевское, представлено толщей метавулканитов, с запада ограничено тектоническим швом с альпинотипными серпентинизированными гипербазитами Куликовского массива, в ряде случаев имеет золотопроявления золотосиликатной формации (типа "змеевичных жил"), где известна Фершанпенуазская золотоносная россыпь с крупным золотом, аналогичным

АСТАФЬЕВСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ

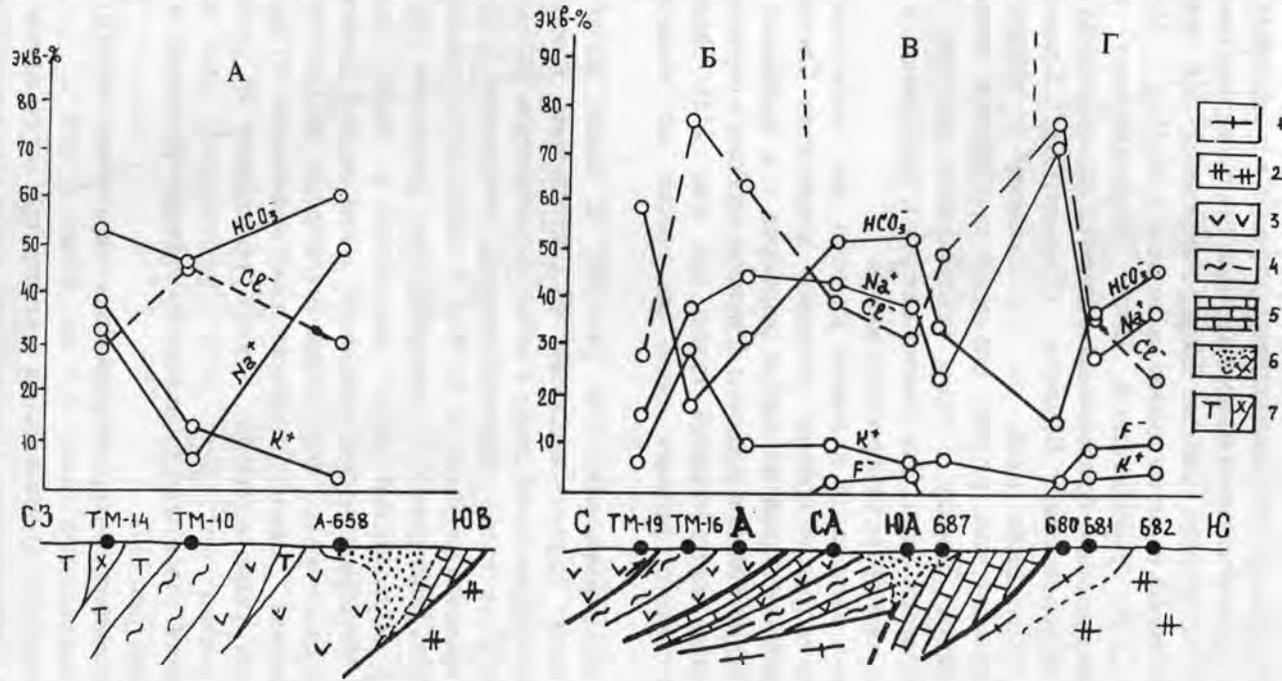


Рис. 215. Состав основных компонентов из водных вытяжек кварцевых жил Астафьевского месторождения (Б) и рудопоявлений северного обрамления Джабык-Карагайского мегаморфического комплекса: Знаменского (А), Алексеевского (В) и Дальнего (Г).

По (Огородников, 1993):

- 1 – кристаллические сланцы; 2 – плагиогранитоиды Астафьевского массива; 3 – метавулканиды;
- 4 – терригенно-осадочные породы; 5 – мраморы; 6 – кора выветривания; 7 – серпентиниты и талько-хлоритовые метасоматиты

Кировскому месторождению. Толща метавулканитов надвинута на юге на мраморизованные известняки с зоной карста и процессов аргиллизации вдоль этой границы, достигающей глубин в 100-130 м (рис.215). Минерализация проявлена в виде жильковой вкрапленности в биотитизированных и хлоритизированных метасоматитах (золотосульфидная формация) и представлена пирротин-пирит-халькопиритовым парагенезисом с золотом. Содержания золота достигают граммов, содержание меди в рудах доходит до 1 %. С кислотной стадией метасоматических преобразований связано формирование кварцевых жил, сопровождающихся серицитизацией и окварцеванием. В некоторых жилах встречаются золотоносные сульфиды (золотополисульфидно-кварцевая формация). Содержания золота в этих жилах достигают 0,4-1,2 г/т. Повышенное содержание сульфидов в рудоносных толщах метавулканитов отчетливо картируется локальными аномалиями поля силы тяжести.

На Знаменском хрусталеносном участке были опробованы ряд скважин и содержания меди в виде изолиний были вынесены на разрезы (рис.216). Отчетливо видно, что аномальные зоны располагаются вдоль "антитетических" сбросов, встречных к субширотным надвигам. Аналогичная структура распределения рудных тел наблюдается на месторождении Берикюль (Смолин,1975; Геологическая среда...,1982). Высокие содержания меди до 1% связаны с концентрацией халькопирита, и к большинству этих рудных аномалий приурочены повышенные содержания золота и серебра. Наряду с этим наблюдаются довольно высокие содержания золота без аномалий меди. Это можно связать с появлением в ранних метасоматитах на глубоких горизонтах самородного золота.

Анализ газово-жидких включений в кварце их этих жил свидетельствует о существенно бикарбонатно-натровом составе растворов аналогично Светлинскому золоторудному месторождению. Такой же состав растворов и в кварцевых жилах, локализованных севернее рудного поля в углистых филлитах карбона и серпентинитах, расположенных еще севернее вулканогенной толщи (см. рис. 215). Произведена прогнозная оценка Знаменского рудного поля на золото по категории P₃ (Огородников,1987,1988).

Алексеевогорское рудопроявление (см. рис.198). В своем геологическом строении имеет практически полную аналогию с Светлинским золоторудным месторождением. Толща метатерригенных пород и метатифлопесчаников, вулканогенно-осадочных пород надвинута на толщу мраморизованных известняков с крупными карстовыми зонами вдоль контакта глубиной до 80-90 м. В зонах карста при поисковых работах на горный хрусталь выбуривались гнездообразные скопления пирита (на золото не опробовались). Оруденелый карст выделяется в полях остаточных гравиметровых аномалий. Метасоматические изменения, в том числе и сопровождающие хрусталеносные кварцевые жилы, аналогичны изученным на Светлинском и Астафьевском месторождениях. Анализ газово-жидких включений с южного и северного Алексеевогорских кварц-жильных полей показывает их существенно бикарбонатно-натровый состав (см. рис. 215), характерный для основных золоторудных месторождений золототеллуридно-полисульфидно-кварцевой и золото-кварц-сульфидной формации (рис.217).

В южной части Алексеевогорского рудопроявления старателями разрабатывалась россыпь Калмаксай протяженностью около 1,5 км. Рядом с ней в 1951 г. Г.П.Шармановым была разведана хрусталеносная россыпь, при опробовании которой выявилась и золоторудная минерализация. Пройдено три линии канав и шурфов. Из 12 ковшовых проб в 5-ти выявлено золото. Валовая проба объемом 1 м³ дала содержание 200 мг/т. Золото тонкодисперсное, улавливание производилось без ртути, поэтому, по мнению Г.П.Шарманова, значительная его часть сносилась в хвосты. На Светлинском месторождении выход золота составляет 16,7 %, вследствие этого среднее содержание золота в россыпи, по-видимому, значительно выше (примерно в 5 раз). Учитывая, что

объем продуктивных рыхлых отложений не менее 5000000 м^3 (Шарманов, 1951), данная россыпь представляет промышленный интерес. Поступление обломочного материала в россыпь происходило с северо-запада, т.е. с Алексевогорского кварц-жильного поля, что свидетельствует о перспективности данного рудопроявления (Огородников, 1987, 1988).

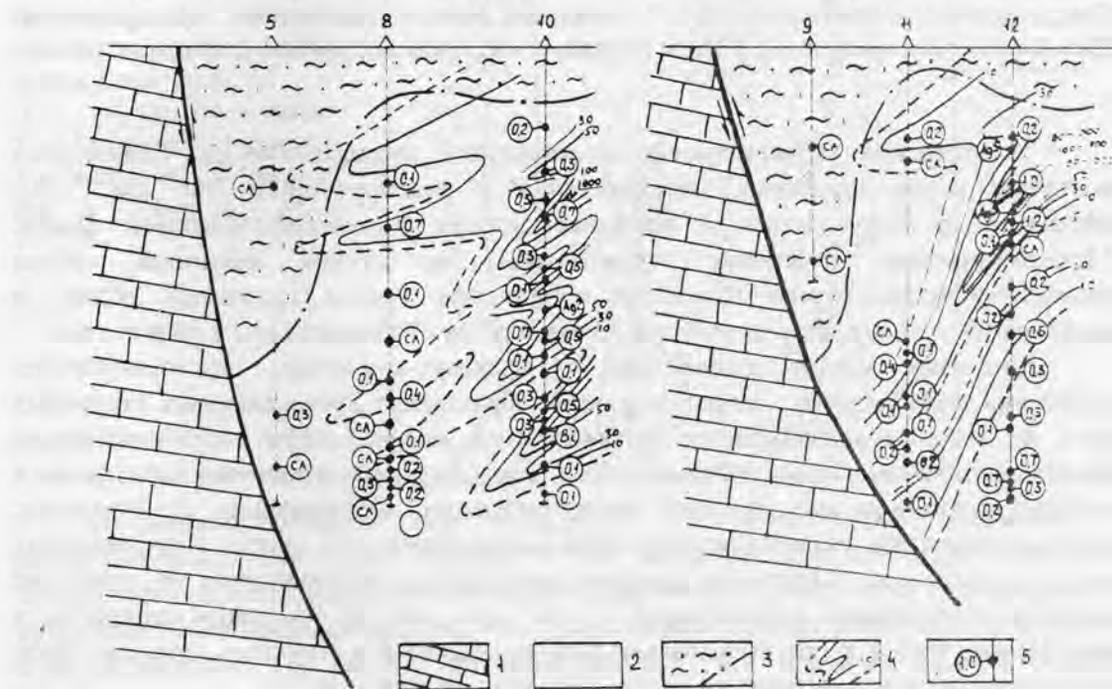
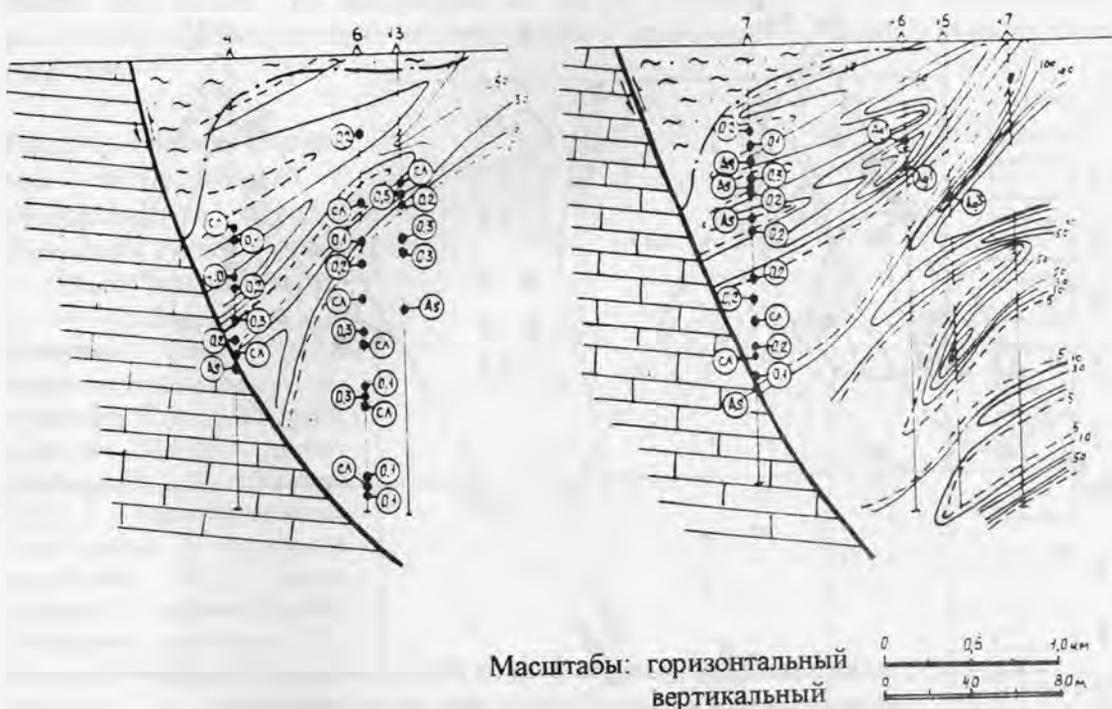


Рис. 216. Распределение меди ($n. 10^{-3}$ мас.%) и золота (г/т) в метавулканитах на контакте с мраморами Знаменского рудопроявления:

1 - мраморы; 2 - метавулканиты; 3 - кора выветривания; 4 - изолинии содержания меди; 5 - содержание золота

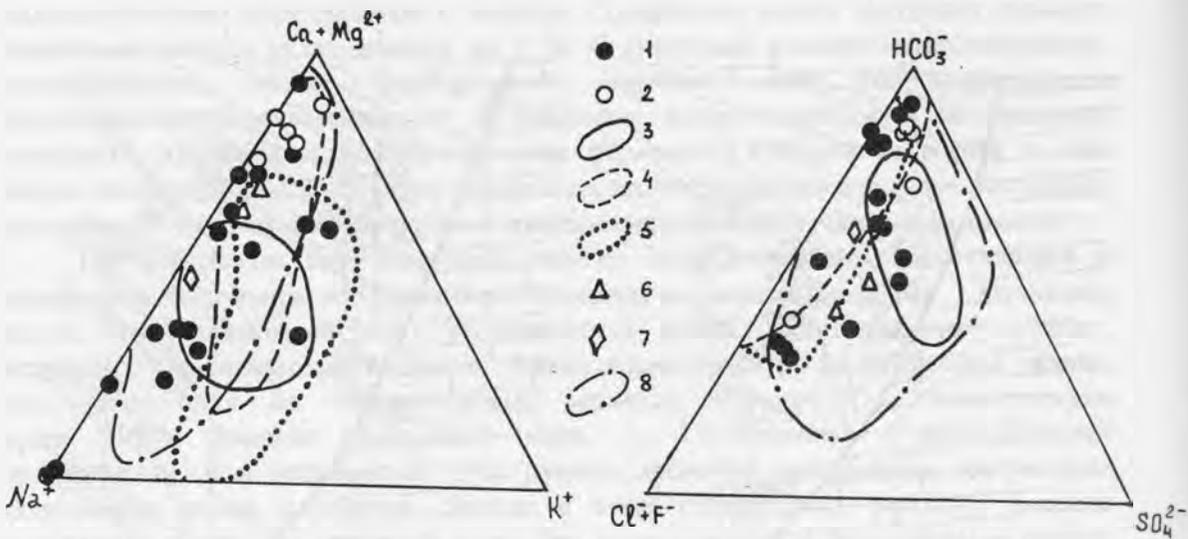


Рис.217. Состав водных вытяжек (мг-экв) из кварцевых жил золоторудных месторождений и Алексеевогорского рудопроявления:

1, 2 - кварцевые жилы золоторудных месторождений: Березовского (1) и Кочкарского (2); 3-5 - поля составов водных вытяжек из кварцевых жил золоторудных месторождений: Мурунтау (3), Светлинского (4) и Кумакского (5); 6, 7 - кварцевые жилы хрусталеносных рудопроявлений: Дальнего (6) и Знаменского (7); 8 - поле кварцевых жил Алексеевогорского рудопроявления

Татищевское (хрусталеносно-золоторудное) рудопроявление. Размещается восточнее ранее описанных месторождений и рудопроявлений (см. рис. 198). Метаморфизм пород также не превышал уровня эпидот-амфиболитовой фации. Метасоматические изменения представлены на ранней щелочной стадии мелкотаблитчатым бурым биотитом, придающим породе крапчатый облик, и амфиболитизацией, представленной сине-зеленой роговой обманкой или актинолитом.

Кислотная стадия проявилась в мусковит-кварцевых, мусковит-хлорит-кварцевых парагенезисах, сопровождающих образование крутопадающих кварцевых жил, на которые накладывается хрусталеносная минерализация, преимущественно однополостного типа на выклинивании жил. Окологнездовые изменения выражаются в слабом проявлении аргиллизаци, серпентинизации, хлоритизации, альбитизации, реже адуляризации. Развитие золоторудной минерализации на данных кварц-жилных полях не изучалось. Отдельное штуфное опробование метасоматитов на золото не выявило значительных концентраций (7 и 62 мг/т), хотя по фондовым материалам в пос. Новый Мир и в пос. Московский при опробовании в силосных траншеях было обнаружено мелкое пластинчатое золото (Баранников и др., 1963).

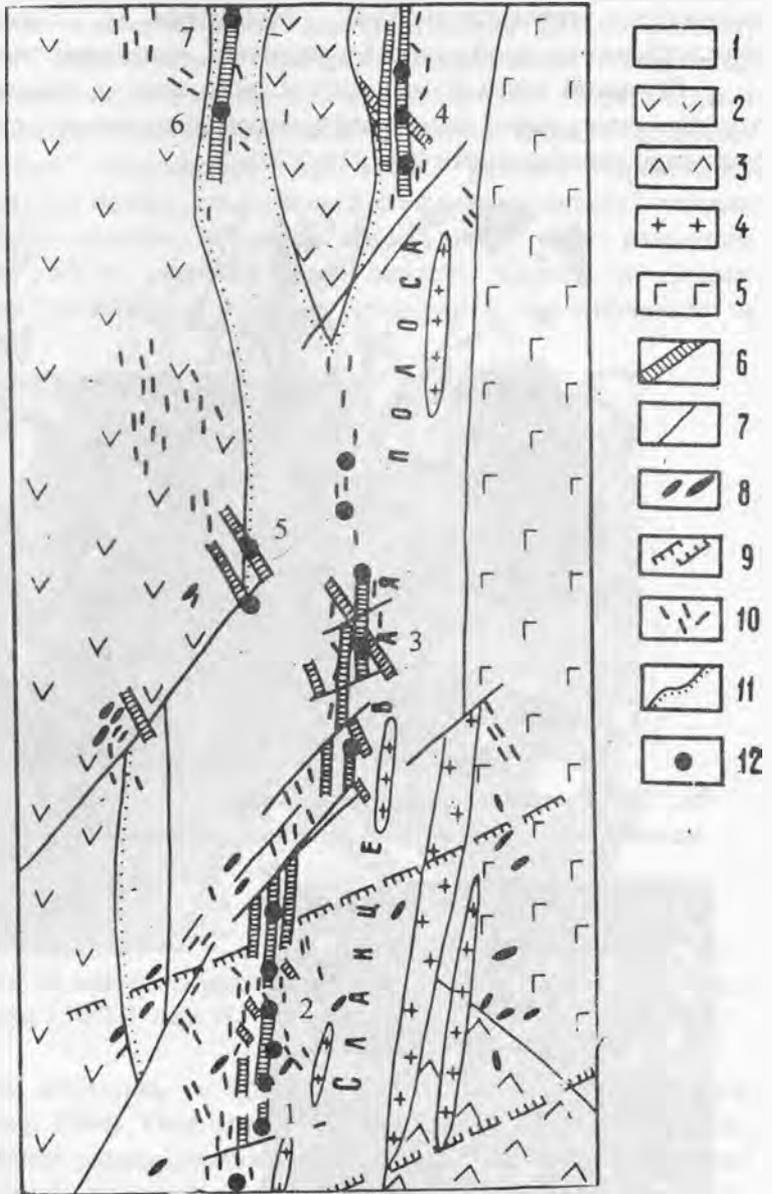
КУМАКСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ (51)

Кумакское поле открыто в 1914 г. Кумакский прииск был закрыт в 1964 г. Рудное поле приурочено к зоне разлома - Кумак-Катансайской зоне смятия. Последняя является фрагментом крупного Челябинско-Талдыкского разлома. К последнему в районе пос. Кумак на протяжении 10 км по субмеридиональному направлению расположен ряд золоторудных месторождений и проявлений Кумакского рудного поля (рис. 218).

Рис.218. Схема размещения месторождений и рудопроявлений золота в Кумакском рудном поле.

По (М.И. Воин, 1966):
 1 - Кумакская "черносланцевая" толща; 2 - вулканогенно-осадочные отложения (C_1); 3 - основные эффузивы (D_1); 4 - гранит-порфиры (P); 5 - габброиды (PZ_3); 6 - минерализованные зоны смятия; 7 - отдельные нарушения; 8 - малые интрузии и крупные дайки Кумакского комплекса; 9 - контуры пояса малых интрузий СВ простирания; 10 - крупные кварцевые жилы; 11 - геологические границы; 12 - месторождения и рудопроявления золота, в том числе:

1 - Кумакское - южное, 2 - Кумакское - северное, 3 - Байкал, 4 - Коммерческое, 5 - Амур, 6 - Миля, 7 - Лунь



В пределах рудного поля выделяется две пачки пород: девонская и раннекаменноугольная. Среди первой из них выделено две субпачки. Нижняя представлена раннедевонско-эйфельскими базальтовыми порфиридами и диабазами с прослоями туфов основного состава. Они принадлежат базальт-риолитовой формации и фиксируются в ЮВ части Кумакского рудного поля. Верхняя подпачка живет-позднедевонского возраста развита в западной части рудного поля, в пределах Тикашинской антиклинали. Крылья этой структуры слагают серицит-кварцевые сланцы, бластомилониты. В ядерной части структуры фиксируются полевошпат-биотит - хлоритовые, кварц-полевошпат-биотитовые и кварц-полевошпат-хлоритовые сланцы.

Центральная субмеридиональная часть рудного поля сложена турнейско-визейскими и поздневизейско-серпуховскими отложениями. В разрезе первых выделяются 3 пачки: верхняя часть нижней пачки состоит существенно из углисто-графитистых сланцев, а нижняя представлена переслаиванием конгломератов, гравелитов, песчаников с алевrolитами и углистыми сланцами. Средняя пачка преимущественно известняковая, верхняя терригенная имеет песчано-глинисто-алевrolитовый состав.

Верхневизейско-серпуховская толща - это аркозовые конгломераты, гравелиты, песчаники, туфоконгломераты, известняки и алевrolиты. Породы толщи прослеживаются узкой полосой в восточной части зоны смятия.

В южной части Кумакского рудного поля, в обводном канале водохранилища хорошо вскрыт разрез сильно деформированных пород - продуктов раннепалеозойской уральской гиперколлизии (рис.219, 220).

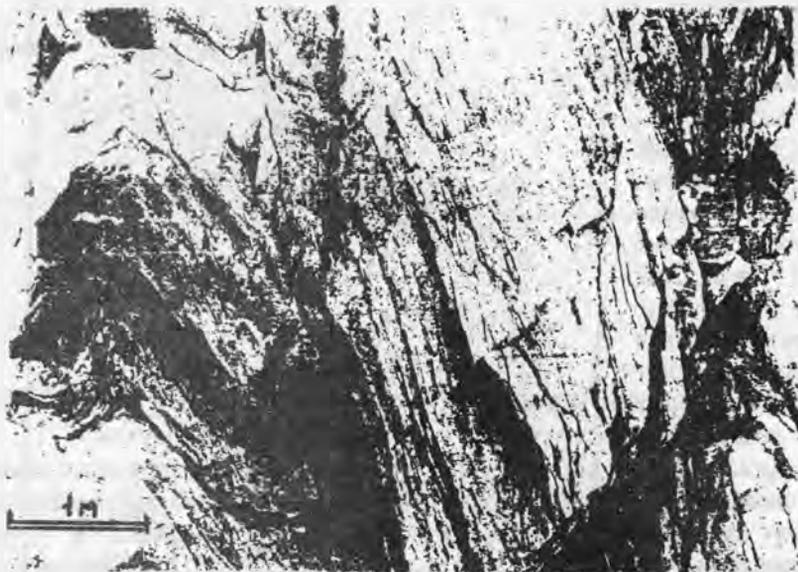


Рис. 219. Раннекаменноугольные известняки Кумакского рудного поля, смятые в мелкие складки. Обводной канал водохранилища, в 250 м севернее водоспуска

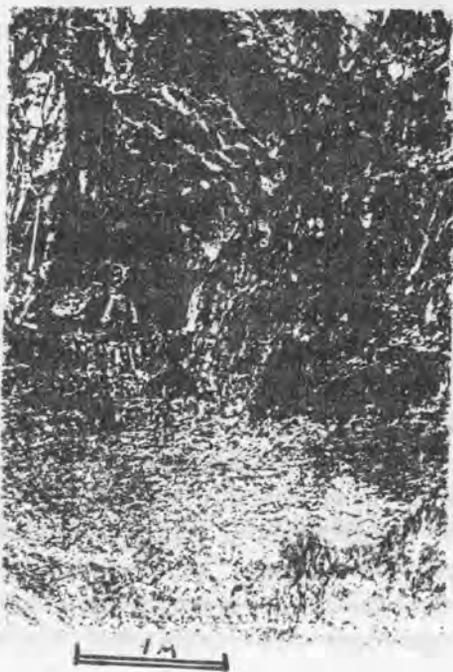


Рис. 220. Интенсивно смятые хлорит-карбонатные породы. Левая стенка обводного канала Кумакского водохранилища, в 200 м севернее водоспуска

Характерной составляющей геологического строения рудного поля является присутствие в нем комплекса даек и малых интрузий Кумакского позднекаменноугольно-пермского возраста. Комплекс включает кварцевые порфиры, диориты, гранодиориты, диорит-порфириты, малые интрузии пестрого состава. Он отчетливо послескладчатый, его абсолютный возраст 240-271 млн. лет (Новгородова, 1968; Рудский, 1982)

В Кумакском рудном поле значительно проявлены продукты регионального и приразломного метаморфизма и метасоматоза. Породы девонского возраста метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. Позднее (248 ± 8 млн. лет) метаморфизованные породы подвергаются плагиофельшпатизации. Участками процесс проявился столь интенсивно, что метасоматиты приобретают диоритовидный облик. Затем в пределах главным образом Кумакской сланцевой полосы проявился углеродисто-кремнисто-калиевый метасоматоз. В зонах разлома проявилось интенсивное смятие, обусловившее подъем давления и образование в "черных" сланцах хлоритоида (рис.221). Заканчивается формирование рудного поля развитием метасоматитов, содержащих в их парагенезисах эпидот, биотит и хлорит (Новгородова, 1983). В этих условиях хлоритоид становится неустойчивым и замещается хлоритом (рис.222).

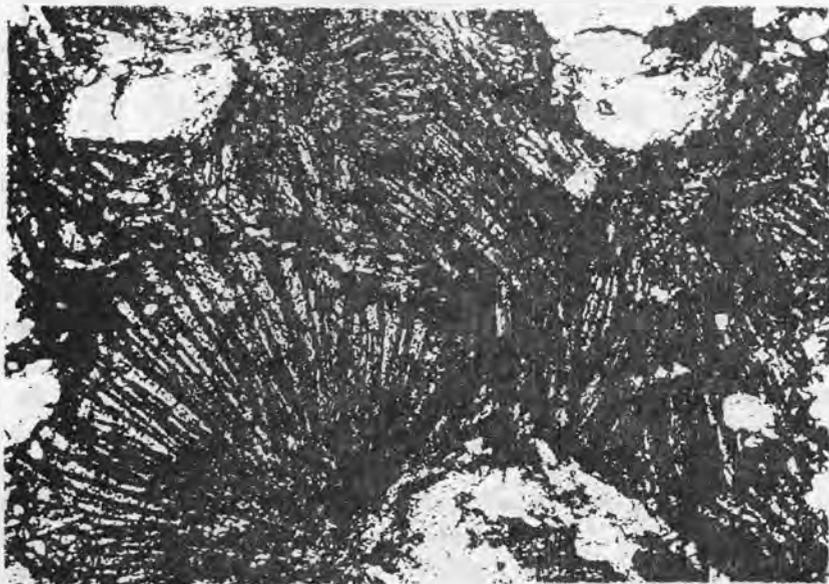


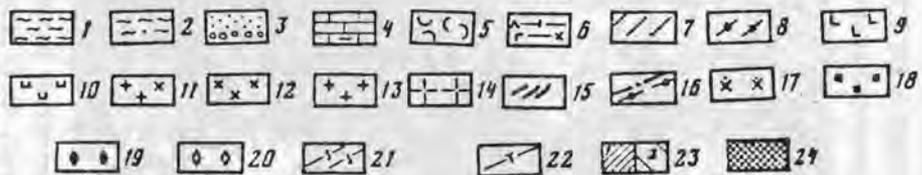
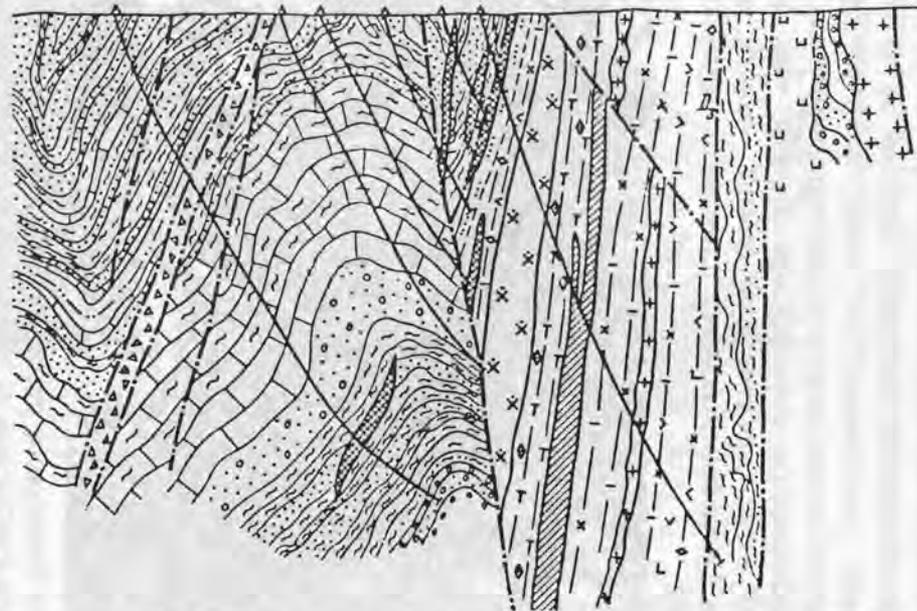
Рис.221. Графитистый сланец Кумакского рудного поля с хлоритоидом (радиально-лучистый агрегат). Фото шлифа 119/3-3, ник. II, увел. 50

Эйситы этого объекта изучались и кратко описаны в работах (Сазонов, Черемисин, 1981, Новгородова, 1984). Они приурочиваются к хорошо проявленному разлому (зоне смятия). Заложение разлома произошло не позже $D_{2.3}$. Он неоднократно подновлялся, как минимум на границах P_2 и P_3 , P_2 и T_1 . Разлом контролируется развитием дайковидных метасоматических диоритов (Новгородова, 1984), эйситизации, березитизации, биотитизации.

Ореол эйситизированных пород, как показано в названных исследованиях, зонален, что иллюстрируется рис.223. Эйситы сопровождают золотоносные кварц-альбитовые жилы (рудные тела, показанные на рис. 223, включают полностью эти жилы, а также часть околорудных эйситов; промышленная продуктивность руд оценивается по результатам опробования на золото). В зальбандовой части непродуктивных кварцевых жил часто присутствует калиевый полевой шпат. Далее



Разрез по линии I-I



Разрез по линии II-II

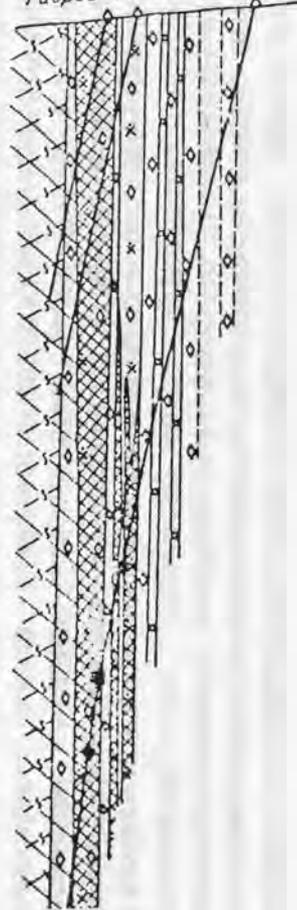




Рис. 222. Замещение радиально-лучистого хлоритоида хлоритом (серое) в хлоритоид-графитистом сланце. Фото шлифа 37/571-4, увел. 50

выделяется зона альбит-анкеритового (с гематитом) состава. Наконец, во внешней зоне появляется хлорит.

Карбонат в ней представлен кальцитом и доломитом. Как более поздние, наложенные процессы альбитизации и гематитизации прослеживаются в березитизированных метасоматических (Новгородова, 1984) диоритах. Продукты эйситизации названных пород уверенно выделяются на основе химизма процесса (вынос Si, K, CO₂, привнос Na), малой подвижности S (подтверждается незначительным развитием сульфидов), существенно альбитового (с доломит-анкеритом) состава метасоматитов внутренней зоны метасоматической колонки. Калишпатизацию в зальбандах кварц-альбитовых жил мы рассматриваем как результат сброса калия, вынесенного из эдуктов в процессе их эйситизации. Очевидно, более высокие щелочность среды минералообразования и температура (определена на основе гомогенизации газовой-жидких включений в кварце - T=390-430 °C, P=1,2 - 0,7 кбар - кварц-альбитовой жилы) по сравнению с теми, при которых образуются березиты, обусловили сброс калия в виде калишпата, а не серицита.

В рудном поле, в полосе развития "черных" сланцев, интенсивно проявлены окварцевание и серицитизация. В целом эти процессы контролируются зоной смятия, но участки максимально проявленного метасоматоза приурочиваются к местам разрывных нарушений, которые являлись каналами поступления флюида.

Рис. 223. Геологическая позиция (контроль глубинными разломами) эйсигов Кумакского золоторудного поля на Южном Урале. По (Новгородова, 1983) с незначительными изменениями:

1-4 - раннекаменноугольные образования: 1 - песчано-сланцевая толща, 2 - углеродистые сланцы, 3 - песчаники и конгломераты, 4 - известняки; 5,6 - средне-позднедевонская вулканогенно-осадочная толща (5) и хлоритовые, кварц-полевошпатовые и кварц-серицитовые сланцы - метасоматиты по вулканитам (6); 7 - ордовикско-раннесилурийские зеленосланцевые породы; 8 - рифейские гнейсы; 9 - позднесилурийско-среднедевонские базальты; 10 - ордовикские ультрабазиты трансформированные; 11 - средне-позднедевонские гранитоиды тоналит-гранодиоритовой формации; 12 - диориты метасоматические; 13,14 - граниты биотитовые (13) и пегматоидные (14); 15 - преимущественно гранит-порфиры; 16 - разломы (незалитыми треугольниками между двумя линиями разломов показана мощная зона дробления); 17 - эйсиги; 18-20 - эйситизированные породы внешней (18), промежуточной (19) и внутренней (20) зон колонки; 21 - мусковитизированные породы; 22 - тальк-карбонатные породы; 23 - эпидот-биотитовые породы с гранатом (1) и без него (2); 24 - рудные тела

В зоне Восточно-Аниховского разлома, действие которого проявилось и в Кумакском рудном поле, были сформированы зоны повышенного рассланцевания и смятия, образования приразломной складчатости. Складки хорошо обнажены в правобережье р.Кумак, в районе плотины (см. рис. 204, 205). Дислокационная составляющая проявилась также в образовании милонитов, blastsмилонитов и кристаллических сланцев с хлоритоидом. Кумакское золоторудное поле корреспондируется со сланцевой полосой, которая является продуктом указанного метаморфизма раннекаменноугольных "черных" сланцев (химический состав см. в табл.69). Милониты по последним имеют серицит-кварцевый, хлоритоид-мусковит-кварцевый состав. Углистое вещество графитизируется. По полимиктовым песчаникам возникают милониты с хлоритом, но без хлоритоида.

Гидротермальный метасоматоз (низкотемпературная ветвь приразломного метаморфизма, проявленная аллохимически) выразился образованием зон кварц-серицитовых метасоматитов (химический состав см. в табл. 70), карбонатизации, хлоритизации, турмалинизации, сульфидизации. Все эти процессы отчетливо сопряжены с разрывными нарушениями.

Таблица 69

Химический состав (мас.%) метаморфизованных углисто-кремнисто-глинистых сланцев Кумакского месторождения (1) и метасоматитов кварц-серицитовой формации (2-4), образовавшихся по ним. По (Сазонов, 1980)

Компоненты	1	2	3	4
SiO ₂	60,62	46,46	80,26	87,50
TiO ₂	0,95	0,85	0,35	0,28
Al ₂ O ₃	20,76	31,56	11,51	6,85
Fe ₂ O ₃	1,08	2,92	0,41	0,51
FeO	0,73	1,46	0,73	1,03
MnO	0,03	0,03	0,03	0,02
MgO	0,37	1,56	0,40	0,20
CaO	0,20	0,20	0,14	0,15
Na ₂ O	0,86	1,40	0,64	0,35
K ₂ O	5,94	9,50	2,94	1,65
P ₂ O ₅	0,05	0,04	0,03	0,06
S	0,01	0,01	0,01	0,02
H ₂ O	2,40	4,15	1,75	1,00
CO ₂	0,02	0,03	0,08	0,04
Угл. в-во	5,70	-	-	-
Сумма	99,72	100,17	99,28	99,66

Рудные тела, локализующиеся в Кумакской золотопродуктивной сланцевой полосе, приурочены к нижней углисто-терригенной пачке позднеурнейско-ранневизейского возраста. Они приурочиваются к зонам проявления интенсивного метасоматоза и минерализации. Участки развития минерализации корреспондируются с местами интенсивно смятых, рассланцованных, участками развальцованных пород, в которых фиксируется большое количество согласных кварцевых, кварц-карбонатных жил, кварц-карбонатно-сульфидных прожилков, а также обильная сульфидная вкрапленность. Минерализованные зоны Кумака располагаются в узких, наиболее мобильных тектонических участках рудного поля. Последние ограничены разломами, в которых фиксируются разновозрастные кварцевые жилы, продукты приразломного

метаморфизма и метасоматоза (см. рис.218, 223). Зоны минерализации контролируются разрывными нарушениями трех направлений: 5-15, 325-345, 25-40°. Разломы СЗ простирания характерны для северной части рудного поля. Они являются опережающими сдвиг. СВ нарушения также имеют сдвиговую природу, но они пострудные.

Основные рудоконтролирующие структуры - это меридиональные разрывные нарушения. Их два, они насыщены кварцевыми жилами, и в их пределах интенсивно проявлены метаморфизм и метасоматоз.

Через все рудное поле протягиваются две полосы развития даек северо-восточного направления. Судя по тому, что минерализация в дайках отсутствует и метасоматоз проявлен слабо, они являются послерудными. Это подтверждается и тем, что тектонические нарушения, ориентированные параллельно дайкам, смещают “продуктивные” кварцевые жилы.

Минерализованные зоны СЗ простирания слабо золотоносные. Промышленная золотоносность связана главным образом с меридиональными зонами минерализации и в меньшей степени с северо-восточными. Золотоносность обусловлена 4 продуктивными минеральными ассоциациями (Воин, 1966). Первая представлена тетрадимитом и самородным золотом; вторая - самородным золотом, не связанным с сульфидами (локализовано в трещинках, выполненных хлоритом и серицитом), третья - халькопиритом, пиритом, сфалеритом, галенитом (ассоциация всегда золотоносная, но уровень концентрации золота в ней низкий), четвертая - арсенопиритом и пиритом. Основной носитель золота - пирит.

Очень разнообразный характер взаимоотношений золота с рудными и нерудными минералами, а также пирита с турмалином приведены на рис. 224. Из последнего видно, что форма выделения золота определяется главным образом трещиноватостью, развитой в минерале-носителе (см. рис.224, а,б,г,д). В зоне окисления выделения золота приобретают “эмульсионный” характер. Обусловлено это высвобождением мельчайших частиц металла из минерала – первичного носителя и “слипания” их, что приводит к образованию изометричных укрупненных агрегатов.

В.А.Злобиным определены температурный режим образования кварцевых жил углисто-сланцевой полосы и состав содержимого вакуолей методом криогомогенизации.

Темно-серый кварц в жилах, согласных с сланцеватостью, имеет $T_{\text{гом}}=310-340$ °С, содержит 60% жидкой CO_2 и 40% раствора NaCl с концентрацией 5-8 %. Белый полупрозрачный кварц имеет разнообразный состав включений: жидкая CO_2 , газожидкие включения с 80-90 % раствора $\text{NaCl} + \text{MgCl}_2$, концентрации 20-25 %, температура гомогенизации газожидких включений 250-255 °С. Поздний молочно-белый кварц имеет однофазные включения с жидкой CO_2 и газожидкие включения с 80-85 % раствора KCl концентрации 3-8 %; $T_{\text{гом}}=200-220$ °С.

Разнообразный состав включений с большими колебаниями содержаний газовой и жидкой фаз, наличие включений с жидкой CO_2 свидетельствуют о большом давлении рудообразующих флюидов, их насыщенности газовой составляющей. Возможно, в этот период большую роль играли процессы “вскипания” растворов вследствие резкого изменения физико-химических условий.

В пределах Кумакского рудного поля широко проявлено зеленосланцевое перерождение пород, очень близкое к пропилитизации. Особенно отчетливо оно прослеживается в связи с зонами разломов, наиболее характерно проявляясь в вулканогенных (преимущественно среднего состава) и вулканогенно-осадочных породах. Эти образования близки к пропилитам. Установлены две фации пропилитов: актинолит-эпидотовая и эпидот-хлоритовая. При развитии пропилитизации в

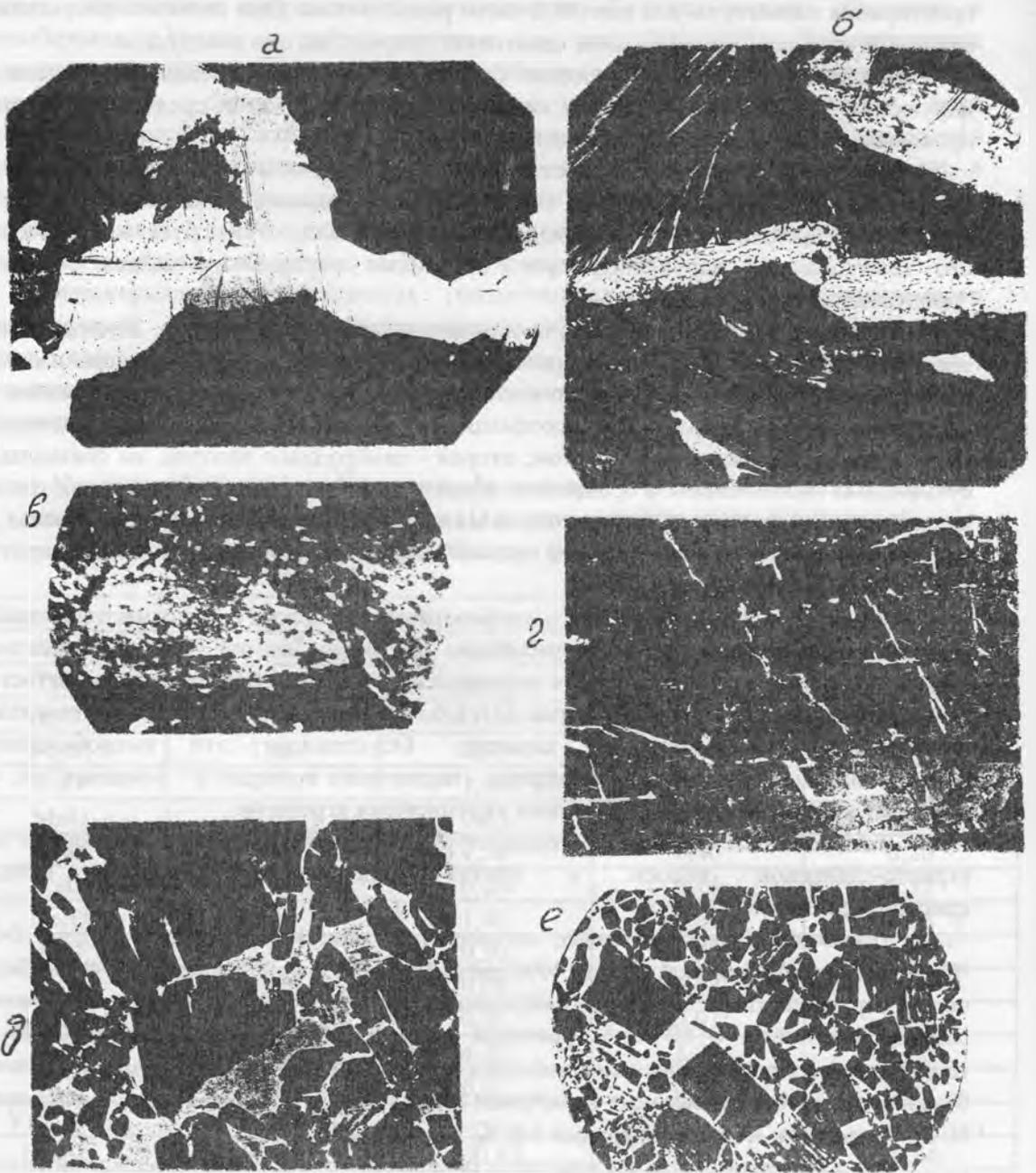


Рис. 224. Характер взаимоотношений самородного золота с рудными и нерудными минералами. Кумакское месторождение:

- а - сросток золота (белое) с халькопиритом (серое), окаймленным ковеллином. В халькопирите виден кристалл кобальтина (светло-серое). Фото аншлифа 6, увел. 110;
- б - субграфический вросток золота в лимоните, развившемся по ильмениту. Фото аншлифа 6, увел. 400;
- в - развитие золота ("сыпь", белое) в зерне ильменита. Фото аншлифа 3, увел. 200;
- г - выделение золота (белое) по трещинам в турмалине. Фото аншлифа 4, увел. 110;
- д - золото (белое) и пирит (светло-серое) в раздробленном кристалле турмалина (черное). Фото аншлифа 4, увел. 110;
- е - пирит (белое) цементирующий раздробленный кристалл турмалина (черное). Фото аншлифа 4, увел. 110

указанных породах плагиоклаз эпидотизируется, обыкновенная роговая обманка замещается актинолитом. В центральной части зоны пропилитизации эпидот и актинолит хлоритизируются. Иногда образуется небольшое количество кальцита. С участками развития пропилитизации связано появление кристаллов (до 0,5 мм) и тонкой редкой вкрапленности пирита.

Золотопродуктивные метасоматиты рудного поля объединяются в три формации: эйситовую, березит-лиственитовую и кварц-серицитовую. Эйситизация наиболее широко и типично проявлена на участке "Васин".

Текстуры эйситов наследуют таковую эдуктов. Однако метасоматиты по сравнению с их исходными породами становятся более мелкозернистыми. Это особенно отчетливо наблюдается в случае рекристаллизации эйситов. Текстура типа полосчатой или сланцеватой обычно преобразуется в массивную. Однако первичная текстура в этом случае часто просвечивает и в метасоматитах, довольно легко диагностируется. Суть этого изменения: "первичная" гипидиоморфнозернистая структура по мере перехода от внешней зоны метасоматической колонки к внутренней сначала сменяется лепидогранобластовой, затем гранобластовой, а в случае проявления рекристаллизации появляется микрогранобластовая структура.

Структурные преобразования пород обуславливаются минеральными замещениями, свойственными процессу эйситизации. Во внешней зоне метасоматической колонки по роговой обманке (реликтам пироксена), а также по биотиту развиваются хлорит, кальцит, гематит, иногда анатаз. Титаномагнетит замещается гематитом и анатазом (в нашем случае часто только пиритом). Сквозные минералы - кварц (избыточная фаза) и апатит. Причем апатит, переходя от внешней зоны колонки к внутренней, изменяет свой состав, становясь все более Cl -содержащим. Микроклин (если присутствует в породе) альбитизируется. В результате внешняя зона колонки представлена следующими минералами: кварц, альбит серицит, кальцит, хлорит, гематит (или только пирит), апатит, анатаз. Далее, в промежуточной зоне серицит замещается альбитом, хлорит и кальцит - анкеритом. В итоге образуется порода кварц-альбит-анкеритового (с кальцитом или с пиритом) состава. Зернистость метасоматитов по сравнению с таковой эдуктов намного мельче. Хлорит представлен диабантитом, состав варьирует от № 6-8 во внешней зоне колонки до № 0-4 - во внутренней. Хлорит менее устойчив, чем анкерит. Во внутренней зоне колонки анкерит замещается кварцем. Последняя состоит из кварца, альбита, иногда отмечается калишпат. Внешняя зона метасоматитов имеет зеленовато-серую окраску, промежуточная - желтоватую, а внутренняя - желтовато-белую.

При эйситизации отмечается значительный привнос Na и CO_2 , вынос K , SiO_2 , Al_2O_3 - инертные.

Состав гидротермального раствора, обусловивший формирование эйситов, кварц-серицитовых метасоматитов, а также кварцевых жил, был хлоридно-натровым (Злобин, Артеменко и Вилисова, 1997). Содержание F в растворе очень низкое. Интересно, что в кварце промышленных кварцевых жил Cl резко преобладает над HCO_3^- , а в водных вытяжках из безрудных кварцевых жил последний превалирует над Cl . Характерно, что в газовой-жидких включениях Na существенно преобладает над K . Не случайно поэтому, что в кварц-серицитовых метасоматитах мусковит содержит до 30% парагонитовой молекулы.

Сегодня нет сомнений в том, что формирование Кумакского месторождения связано с позднепалеозойской коллизией, проявившейся, как мы уже выше неоднократно подчеркивали, в пределах всего Урала. Приведенные выше данные по характеру строения зон минерализации в пределах Кумакского рудного поля дают основание полагать, что коллизия в этой части Урала была косо направленной. В доколлизийное время породы (вулканогенно-осадочные комплексы) были

метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. Указанная коллизия проявилась двухстадийно (Новгородова, 1983). На раннем этапе (248 ± 8 млн лет) были сформированы эйситы (ранняя стадия) и углеродистые кварц-серицитовые (мусковитовые) метасоматиты с серпентином, турмалином, хлоритом (рис. 225). Позднему этапу (228 ± 8 млн лет) соответствует образование биотит- и эпидотсодержащих метасоматитов.

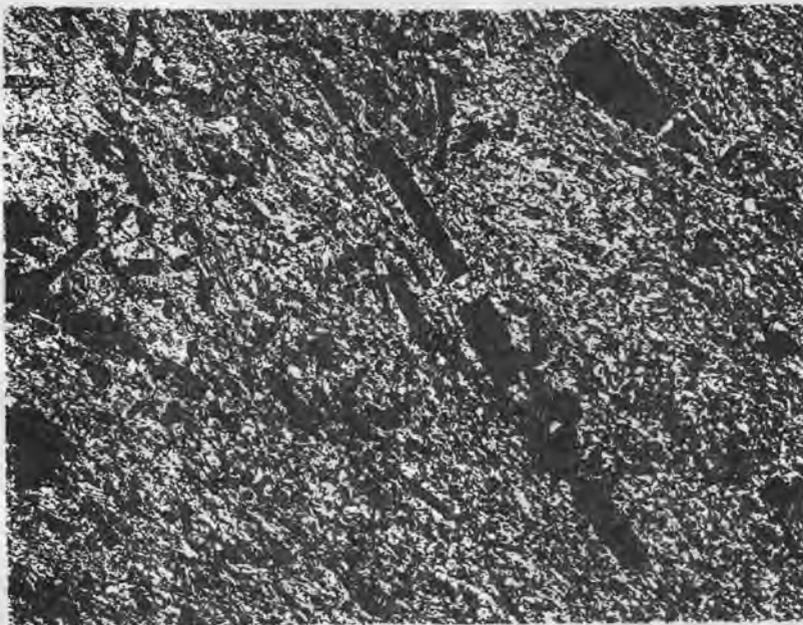


Рис. 225. Вытянутые (черные) кристаллы турмалина в серицит-хлоритовом сланце Кумакского рудного поля. Фотография прозрачного шлифа 15/753-3. Ник. +, увел.20

Источник золота для Кумакского рудного поля представляется двойственным. Первый - это углеродистые сланцы (в их неметаморфизованных разностях содержание Au достигают 22-23 мг/т, в то время как в безуглистых - не превышает 12 мг/т). Причем метаморфизм-метасоматоз приводит к существенному возрастанию концентрации Au в этих сланцах (достигают 70 мг/т). Вторым источником золота был глубинный флюид, что доказывается установленной золотоносностью кварцевых и кварц-полевошпатовых жил, локализованных не только в углеродистых сланцах, но и в вулканогенных образованиях (участки Васин, Тикашинский), присутствием в рудах теллуридов.

Метасоматиты березит-лиственитовой формации развиты среди вулканогенно-осадочных пород тикашинской свиты. Ореолы березитизированных-лиственитизированных пород развиваются около кварцевых и кварц-карбонатных жил. Среди жил выделяются минерализованные сульфидами (преимущественно золотосодержащий пирит), иногда самородным золотом, а также "непродуктивные" их разности. Строение зональности, состав (химический и минеральный) метасоматитов различных зон колонки стандартны. Они подробно описаны при рассмотрении Березовского золоторудного поля (колонки по породам среднего и основного составов), а также по кремнисто-глинистым породам Миндякского золоторудного и Бакальского сидеритового месторождений. Интересующихся более подробными сведениями (данным по химическому и минеральному составу эдуктов, метасоматитов, химическому составу типоморфных минералов и др.) адресуем к очеркам по этим объектам.

Кварц-серицитовая формация характерна для "черносланцевой" полосы Кумакского рудного поля, от типовой кварц-серицитовой формации, широко представленной на колчеданных месторождениях, отличается рядом особенностей.

Прежде всего, в прибортовой части разломов отмечается хлоритоид - свидетельство повышенного давления при развитии метасоматоза. Кроме того, очевидно была повышенной (более 400 °С) и температура их формирования. Об этом свидетельствует развитие в метасоматитах не только серицита, но и мусковита 2М с содержанием парагонитовой молекулы до 30 %. В Кумакских кварц-серицитовых метасоматитах установлены хризотил и антигорит. Очевидно, в гидротермальный процесс были вовлечены прослой доломитов или тела серпентинизированных гипербазитов.

Нет сомнений, что перспективы золотоносности района Кумакского рудного поля не исчерпаны. Они обуславливаются неполной отработкой глубоких горизонтов Кумакского рудника, возможным развитием параллельных главной рудной зоне зон минерализации с золотом в "черных" сланцах; золотоносностью прожилково-вкрапленного типа, связанной с эйситами (участки "Васин" и "Цезарь") и березитами-лиственитами (участок "Тикаша").

Выводы

1. В пределах активной континентальной окраины распространены многочисленные собственно золоторудные объекты кварц-жильного типа. Они были базой, на которой 250 лет назад зародилась и успешно развивалась золотая промышленность Уральского региона. Подчеркнем, что из этих объектов всего 10 лет назад ежегодно добывалась половина всего получаемого золота на Урале. Кроме того, в указанной структуре развиты золотосодержащие скарновые (магнетитовые и медно-магнетитовые) месторождения, которые, как нам представляется, в ближайшие годы войдут в состав минерально-сырьевой базы золотой промышленности региона. Сегодня, однако, главные перспективы золотоносности активной континентальной окраины обуславливаются месторождениями прожилково-вкрапленного типа (Воронцовское и др.). Положительно оцениваются нами и перспективы золотоносности золотооруденения кварц-жильного типа. Прежде всего, действующие сегодня рудники (Кочкарский, Березовский, Крылатовский) обеспечены запасами и прогнозными ресурсами не на одно десятилетие. Значительные перспективы связываются с так называемыми отработанными объектами этого типа относительно небольших масштабов, эксплуатация которых была прекращена из-за технических причин. Здесь возможно создание малых предприятий, использующих прогрессивные методы разработки, в первую очередь кучного и подземного выщелачивания, базирующихся на бедных (не более 1 - 1,5 г/т) рудах.
2. Золоторудные месторождения кварц-жильного типа должны оцениваться как объекты комплексного сырья. Золотопродуктивные жилы, особенно в их апикальной части, часто содержат друзы горного хрусталя. В главе рассмотрены главнейшие черты сопряженного (во времени и пространстве) образования объектов золотого оруденения и кварц-жильной хрусталеносной минерализации.
3. Типоморфной золотопродуктивной метасоматической формацией активной континентальной окраины является березит-лиственитовая. Ее метасоматическим ореолам свойственно концентрически-зональное строение. Золотое оруденение в таких ореолах занимает определенное положение, будучи сопряженным с внутренней зоной метасоматитов. Этот факт имеет большое значение как поисковый и оценочный критерий оруденения, включая и слепос.
4. Золоторудные месторождения активной континентальной окраины сформировались преимущественно на средней глубине (давление не превышало 2 кбар) в условиях преимущественно замкнутой системы. Образование руд и сопряженных метасоматитов происходило на фоне понижающейся (от 400 до 150 °С) температуры. Разгерметизация системы может обусловить смсну

околорудных метасоматических формаций: например, березит-лиственитовой кварц-серицитовой. Установлен ряд смены метасоматических формаций по мере удаления от продуцирующего их источника как в горизонтальной, так и в вертикальной плоскостях. Охарактеризованы причины такой смены, среди которых главными являются вариации РТХ-параметров системы.

5. Рудообразующий флюид золоторудных кварц-жильных тел месторождений активной континентальной окраины обусловлен главным образом гранитоидным магматизмом. Они пространственно и генетически связаны с гранитоидами тоналит-гранодиоритовой формации. Флюид полигенных и полихронных золоторудных объектов той же геодинамической обстановки сложный: для различных этапов оруденения преобладает существенно то коровая, то мантийная составляющая. Обычно часть золотооруденения, обусловленная мантийным флюидом, более значительна и по интенсивности проявления, и по масштабности. Указанные объекты локализуются, как правило, в сиалических блоках пород, но генетически существенно связаны с мантийной составляющей (мантийным флюидом).
6. Руды золоторудных объектов активной континентальной окраины относятся к разряду россыпеобразующих формаций. Это в первую очередь по экономическим причинам сыграло исключительную роль при становлении золотой промышленности Урала. Предвидится в ближайшее время повторение этой роли - россыпная часть золотой промышленности региона должна "вытащить" действующие рудники из кризисного состояния и способствовать созданию новых. Примерно такую же роль призвана сыграть и эксплуатация кор выветривания золоторудных объектов.

ЗОЛОТООРУДНЕНИЕ ГЛАВНОГО КОЛЛИЗИОННОГО ШВА

В пределах Главного коллизионного шва Урала распространено большое количество золоторудных объектов. Максимальная их концентрация свойственна южному сегменту этой структуры (см. рис. 4). В главе 2 показано, что в последнем с севера на юг увеличивается глубинность золоторудных объектов. В связи с этим и учитывая, что протяженность указанных сегментов велика (около 200 км), для представительной характеристики золотой минерализации Главного коллизионного шва выбраны три объекта-эталона, один из которых - Северо-Миасское рудное поле, расположенное в северной части южного сегмента шва, второй - Алтынташское месторождение в центральной части и Миндякское рудное поле - в южной. Ниже приводится характеристика этих объектов-эталонов в последовательности с севера на юг.

СЕВЕРО-МИАССКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ (31-34)

Рудное поле расположено к северу от г. Миасса и протягивается в меридиональном направлении на 16 км (рис. 226). В рудное поле входят следующие (с севера на юг) месторождения: Тьелгинское, Наилинское, Лысая гора, Михеев лог. В пределах района выделяют 3 комплекса пород: 1) базальтовый и андезит-базальтовый (порфириды, диабазы, туфы, с незначительным количеством осадочных пород); 2) ультрабазитовый (преимущественно антигоритизированные гарцбургиты в меньшей мере талькиты) и 3) интрузивный комплекс (массивы от среднекислого до основного состава). Интрузивные породы отличаются сильным непостоянством состава - габбро в диориты и последние в плагиограниты переходят на протяжении от первых дециметров до 1,2-1,5 м. Бросается в глаза и значительная изменчивость структуры интрузивных пород. Она варьирует от мелко- до грубозернистой (пегматоидной). Кроме того, отмечается широкое развитие такситовых текстур, причем при наличии как массивных, так и полосчатых разновидностей. В габбро-диоритах часто фиксируются ксенолиты серпентинитов, тальковых и хлоритовых сланцев. Возраст золотопродуктивных интрузий, очевидно, позднедевонский. Они, видимо, сформировались одновременно с позднедайковым комплексом краснинского массива.

Все перечисленные выше золоторудные объекты приурочены к интрузивным массивам кисло-средне-основного состава, которые отчетливо контролируются зоной Главного коллизионного шва. Ниже приводится краткая характеристика золоторудных объектов в последовательности с севера на юг.

Тьелгинское месторождение. Известно с первой половины XIX в. На месторождении добыто более 1 т золота (Сигов, 1948). Объект связан с небольшим (длина 2,5, ширина 0,6 км) диоритовым массивом. Он (объект) представлен кварцевыми жилами (рис. 227), локализующимися в диоритах. Исключение составляет южный (Северо-Андреевский) участок, где жилы локализуются в оталькованных серпентинитах. Наиболее изученным является центральный участок месторождения. Здесь установлено сочетание крутопадающих жил с пологопадающими залежами (рис. 228). Предельная протяженность для крутопадающих жил 500 м. Средняя мощность жил 0,2-0,8 м; в раздувах она достигает 2-3 м. Указанные жилы отработаны на глубину 40-65 м. Пологое залегание у кварцевых жил установлено на верхних горизонтах месторождения. Здесь они выполняют куполообразные трещины в апикальной части массива. В средней части месторождения их нет (срезаны эрозией, см. рис. 228). Средняя мощность пологозалегавших жил 0,4-7,0 м. Иногда в них отмечаются раздувы мощностью до 5 м.

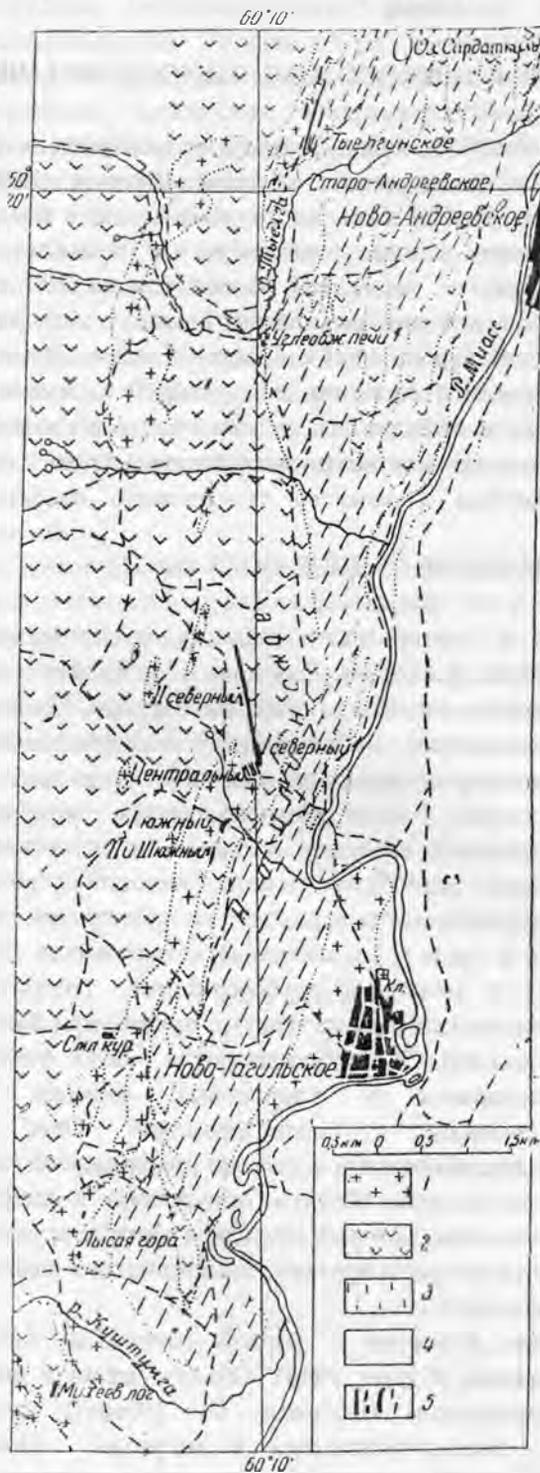


Рис.226. Геологическое строение Северо-Миасского рудного поля. По (Сигов, 1948):

1 - плагиограниты, кварцевые диориты, диориты, реже габбро-диориты (D_3); 2 - серпентинизированные гарббургиты, реже пироксениты (O_1); 3 - порфиры базальтовые и андезитово-базальтовые зеленосланцево-метаморфизованные (D_2); 4 - существенно серицитовые сланцы; 5 - золоторудные тела

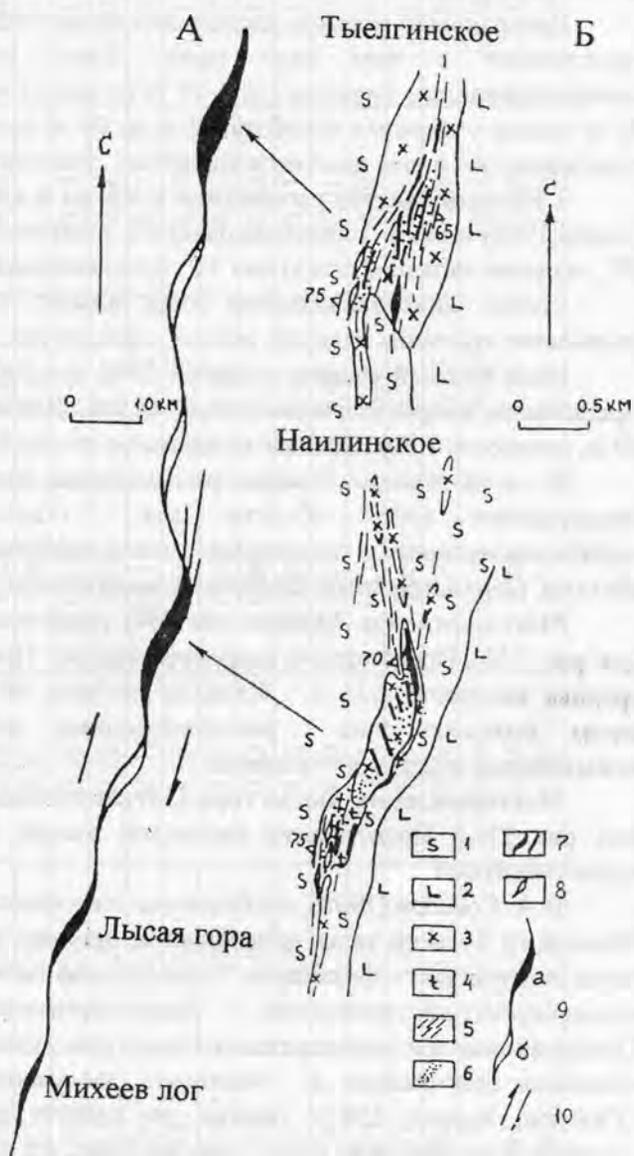
Кварцевые жилы месторождения содержат альбит, иногда в значительном количестве. Установлено (Сигов, 1948), что он преимущественно развит в пологозалегающих жилах. Рудная минеральная нагрузка жил проста: обычен пирит, редки - халькопирит, галенит. Граница выветривания обычно проходит на глубине 15-30 м, иногда образуются "карманы выветривания" глубиной до 65 м. Золото устанавливается как связанным с пиритом, так и в виде самородков. Вскрыты при отработке жил самородки массой до нескольких килограммов. Пирит обычно в кварцевых жилах образует равномерную прожилковую вкрапленность, иногда

отлагались гнезда этого минерала. Призальбандовые участки жил часто рассланцованы, пиритизированы и содержат золото в повышенных концентрациях.

Золото в кварцевых жилах распределено крайне неравномерно. В связи с этим использовалось как единственно достоверное валовое опробование. В южной части месторождения при отработке рудной зоны представлены пиритизированными, оталькованными антигоритовыми серпентинитами; было выделено гнездо с большим количеством самородков золота, два из которых крупные, имели массу 14,37 и 9,5 кг.

Рис. 227. Морфология части зоны Главного коллизийного шва, контролирующей Северо-Мясское рудное поле (А), и схемы геологического строения наиболее крупных объектов рудного поля (Б). По (Соколов, 1998):

1 - серпентиниты; 2 - вулканы базальтового и андезито-базальтового составов; 3 - породы ряда кварцевые диориты - габбро; 4 - талькиты; 5 - зоны рассланцевания; 6-8 - золоторудные тела различных формаций: 6 - золотосульфидно-пропилитовой, 7 - золотосульфидно-кварц-березит-лиственитовой, 8 - золотосерпентинитовой и золототальковой; 9 - открытые грани "структурных волн", вмещающие известные золоторудные объекты (а) и потенциально рудоносное (б); 10 - направление смещения блоков пород



Наилинское месторождение расположено южнее Тыелгинского месторождения (см. рис. 227). Локализуется в габбро-диоритовом массиве, породами кровли для которого в существенной мере являются серпентиниты и незначительно (зелено-сланцево) метаморфизованные порфириты андезито-базальтового состава. Месторождение известно с 1881 г. Оно протягивается по меридиану на 3 км. На нем выделены участки: II Северный, I Северный, Центральный, I Южный, Новый Южный, II и III Южные (см. рис. 226).

II Северный участок расположен в северной экзоконтактовой части массива габбро-диоритов (см. рис. 227). Оруденение здесь представлено минерализованными диоритами, плагิโอгранитами, талькитами, хлоритолитами и кварцевыми жилами. Содержание Au промышленных концентраций не достигает (Сигов, 1948).

I Северный участок примыкает с юга к II Северному, расположен на северном склоне диоритового массива. Здесь выработан штотверк (2-10 м - мощность промышленной его части). Штотверк отработан на глубину более 50 м. С востока к штотверку примыкает мощная, но слабо золотоносная кварцевая жила.

Центральный участок расположен непосредственно к юго-западу от I Северного, представляет с ним одно целое. Здесь развиты кварц-альбитовые жилы, минерализованные пиритом (до 4-10 % от массы жил). Известно (Сигов, 1948), что до 40 м жилы участками отработаны, а до 60 м разведаны шахтой. Однако ниже 40 м содержание Au в них заметно понизилось, эксплуатация их стала невыгодной.

I Южный участок расположен в 0,5 км к югу от Центрального. Здесь выявлена (Сигов, 1948) полоса пиритизированных золотоносных диоритов. Ее простирание СВ 25°, падение западное под углом 72°, прослеженная длина около 300 м.

Состав минерализованной зоны: альбит, хлорит, пирит, в незначительном количестве отмечены кальцит, апатит, сфен, рутил, оксиды железа, самородное золото.

Ново-Южный участок открыт в 1940 г. в 100 м к востоку от I Южного участка. Представлен кварц-полевошпатовой жилой. Длина промышленной части последней 90 м, мощность 1,3 м. Среднее содержание золота 8-10 г/т.

II и III Южные участки расположены южнее I Южного (см. рис. 226). Они представляют собой объекты для старательской добычи. Представлены пиритизированными талькитами, тальк-карбонатными породами и кварцевыми жилами. Параметры этих объектов незначительны.

Месторождение Михеев лог (34) расположено в южной части рудного поля (см. рис. 226). Представлено кварцевой жилой. Прослеженная длина составляет 350 м, средняя мощность 2,25 м. Жила до глубины 60 м отработана. Западнее кварцевой жилы выявлена зона рассланцованных пиритизированных пироксенитов с повышенным содержанием золота.

Месторождение Лысая гора (33) расположено в 1,5 км к северу от Михеева лога (см. рис. 226). Представлено кварцевой жилой, залегающей на контакте диорита с серпентинитами.

В.А. Соколов (1998), обобщив все имеющиеся данные по золотоносности Северо-Миасского рудного поля, обоснованно, на наш взгляд, выделил для него 4 рудно-метасоматические формации: золотосульфидно-пропилитовую, золотосульфидно-кварц-березит-лиственитовую, золотосерпентинитовую и золототальковую. Предложенная им интерпретация структуры рудного поля (см. рис. 227) вне всякого сомнения оригинальна и, бесспорно, заслуживает проверки. Учитывая наш опыт (Сазонов, Берзон, 1982), однако, не следует рассчитывать здесь на выявление золоторудных объектов, более масштабных, по сравнению с известными.

Площадные и локальные (околорудные) метасоматиты рудного поля. В пределах рудного поля широко развиты площадной и локальный метасоматоз. Продукты первого представлены антигоритовыми, реже хризотилowymi и лизардит-хризотилowymi серпентинитами, зонами хлоритизации и асбестизации серпентинитов, актинолитизации, эпидотизации, иногда альбитизации и хлоритизации габброидов и диоритов. Среди продуктов второго выделяются тальковые, тальк-карбонатные, хлорит-карбонатные метасоматиты, листвениты, березиты и хлограпиты (Берзон, Фадеичева, 1974).

Разрезы метасоматически измененных пород исследовали по стенкам эксплуатационных карьеров, керну колонковых скважин и по шахтным отвалам. При малой (до 0,3-0,5 м) мощности колонок образцы отбирали всплошную по каждой зоне

Химический состав (мас.%) некоторых пород малоглубинных и продуктов их березитизации-лиственнитизации

Компонент	Месторождение Михеев Лог, разрез 1				То же, разрез 2		Месторождение Лысая гора		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	40,59	37,96	33,75	31,68	24,76	16,26	50,44	51,62	50,59
TiO ₂	0,01	0,01	0,01	0,01	0,06	0,01	0,78	0,60	0,62
Al ₂ O ₃	0,78	1,44	1,47	1,48	15,10	8,28	16,59	20,58	22,12
Cr ₂ O ₃	0,30	0,28	0,20	0,32	0,16	0,14	0,01	0,008	0,004
Fe ₂ O ₃	4,49	1,77	0,90	0,76	2,18	0,61	3,25	0,87	1,46
FeO	2,06	2,94	4,36	5,18	8,25	4,20	9,90	7,05	4,52
Fe	0,00	0,07	0,12	0,35	0,00	0,35	--	--	0,002
MnO	0,07	0,10	0,10	0,16	0,17	0,36	0,17	0,17	0,08
NiO	0,46	0,43	0,27	0,22	0,28	0,22	0,01	0,01	0,01
MgO	38,65	31,89	22,27	20,18	28,14	13,57	5,37	4,22	4,18
CaO	0,43	3,38	6,10	8,82	3,60	21,00	4,07	1,13	0,41
Na ₂ O	0,10	0,08	0,06	0,06	0,10	0,14	4,36	5,72	5,56
K ₂ O	0,04	0,04	0,04	0,22	0,06	2,53	0,08	2,14	2,75
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,11	0,11	0,11
S	0,01	0,08	0,14	0,40	0,01	0,40	0,01	0,01	0,03
H ₂ O ⁺	11,50	3,24	0,12	0,11	10,10	1,32	4,40	3,80	2,94
H ₂ O ⁻	0,54	0,38	0,40	Her	Her	0,28	Her	0,12	0,37
CO ₂	0,72	15,68	29,30	29,50	7,00	30,75	0,58	1,80	4,13
Сумма	100,76	99,78	99,62	99,46	99,98	100,43	100,13	99,958	99,904
d _v	2,73	2,81	2,93	2,86	2,78	2,86	3,04	2,78	2,77
l	1,20	0,80	0,30	0,05	0,30	0,05	0,50	0,25	0,05

Компонент	Месторождение Наилинское, разрез 1				То же, разрез 2			Месторождение Тыелгинское		
	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO ₂	56,54	43,70	42,14	26,86	57,18	38,41	21,14	63,58	62,26	59,62
TiO ₂	0,55	0,75	0,76	0,98	0,54	0,49	1,05	0,41	0,36	0,34
Al ₂ O ₃	18,49	20,16	18,56	10,09	16,92	20,87	11,71	16,95	16,48	16,45
Cr ₂ O ₃	0,02	0,003	0,003	0,006	0,006	0,025	0,011	0,006	0,008	0,048
Fe ₂ O ₃	1,88	1,46	1,72	0,72	2,83	2,47	1,27	2,20	2,00	0,84
FeO	5,70	6,46	6,12	8,81	4,82	9,00	7,35	3,16	2,68	3,53
Fe	0,00	0,07	0,21	0,39	0,01	0,05	0,59	0,00	0,02	0,07
MnO	0,17	0,12	0,14	0,32	--	--	--	0,09	0,08	0,09
NiO	0,01	0,01	0,01	0,01	--	--	--	0,19	0,22	0,19
MgO	2,49	3,30	3,26	7,84	7,31	9,04	8,47	2,79	2,94	2,01
CaO	7,72	5,54	7,33	19,25	2,78	4,52	16,76	2,54	2,97	4,09
Na ₂ O	3,05	4,94	4,72	1,17	2,70	3,15	1,48	4,62	4,36	2,98
K ₂ O	0,51	3,17	2,93	2,64	0,82	2,12	2,81	1,51	2,35	2,95
P ₂ O ₅	0,19	0,19	0,19	0,22	--	--	--	0,11	0,11	0,11
S	0,01	0,09	0,24	0,44	0,01	0,06	0,67	Следы	0,02	0,10
H ₂ O ⁺	2,82	3,04	2,40	1,24	3,12	6,48	1,53	2,12	1,70	1,60
H ₂ O ⁻	0,04	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	0,36	0,38	0,38
CO ₂	0,04	6,77	8,89	18,78	0,79	3,41	24,98	0,02	1,04	3,39
Сумма	100,23	99,773	99,623	99,766	99,836	100,095	99,821	100,656	99,978	98,778

Примечание. Антигоритовый серпентинит и метасоматиты по нему: 1 - серпентинит (слабо карбонатизированный и оталькованный), 2 - тальк-карбонатный метасоматит, 3 - кварц-карбонатный метасоматит (серый лиственит), 4 - фуксит-кварц-карбонатный метасоматит (зеленый лиственит); 5,6 - апосерпентинитовая карбонат-хлоритовая порода (5) и фуксит-кварц-карбонатный метасоматит (зеленый лиственит) по ней (6); 7-9 - метаморфизованный (актинолит-эпидотовая минеральная фация) габбро-диабаз и метасоматиты по нему: 7 - габбро-диабаз, 8 - кварц-карбонат-мусковит-альбитовый метасоматит, 9 - кварц-карбонат-мусковит-альбитовый метасоматит; 10-13 метаморфизованный (эпидот-хлоритовая минеральная фация) диорит и метасоматиты по нему: 10 - диорит, 11,12 - кварц-мусковит-альбит-хлорит-карбонатный метасоматит, 13 - кварц-мусковит-альбит-карбонатный метасоматит, 14 - кальцит, 15 - кальцит, доломит-анкерит, 16 - доломит-анкерит; 17- кальцит, 18 - кальцит, железистый доломит (2-6% FeCO₃); 19 - анкерит (1% FeCO₃). Установлены карбонаты: 1 - магнезит-железистый магнезит (0-2% FeCO₃); 2-4 - железистые доломит (2-3; 2-4; 3,3% FeCO₃ соответственно) и магнезит (3-4, 5; 5,0% FeCO₃ соответственно); 5,6 - железистый доломит (3-4; 4,5% FeCO₃ соответственно); 7-10 - кальцит; 8- железистый доломит-анкерит (9-11% FeCO₃); 9 - мезитит (32% FeCO₃); 11,12 - железистый доломит (5-6; 6-9% FeCO₃ соответственно); 13 - анкерит (11,5% FeCO₃), Fe - количество железа, связанное с серой в пирите, d_v - объемная масса; l - расстояние точки взятия образца от кварцевой (кварц-альбитовой, кварц-карбонатной жилы), м.

метасоматитов (вес пробы 1,0-1,5 кг), при большей их мощности (0,5-1,0 м и более) - пунктирно, не менее трех из каждой зоны. Оптимальный вес образца 1,2 кг.

Березитизированные-лиственнитизированные породы фиксируют участки наибольшей тектонической ослабленности в пределах разлома (см. рис. 227). Они сопровождают все кварцевые, кварц-альбитовые, карбонат-кварцевые жилы, реже отмечаются вне связи с жилами.

Лиственнитизированные серпентиниты встречаются в виде сравнительно маломощных (обычно не более 1-2 м), но протяженных (десятки метров) тел. Они зональны: серпентинит (антигоритовый) - тальк-карбонатный метасоматит - серый лиственит - зеленый лиственит. В некоторых колонках зона тальк-карбонатных метасоматитов отсутствует. Неизменные серпентиниты имеют серо-зеленую окраску, массивное сложение и состоят (в об.%) из антигорита (88-92), карбоната (1-4), хромита (0,7-0,9) и магнетита (3-5). Их химический состав приведен в табл.70. В пределах рудоносной зоны серпентинит представлен антигоритовой разностью с фибробластовой, участками хлопьевидной структурой. Во внешней зоне колонки антигорит замещается тальком (46-60 об.%) и карбонатом (29-50 об.%), обычно с небольшим количеством кварца. В промежуточной зоне карбонат, количество которого возрастает до 60 об.%, полностью замещает тальк. При этом выделяется кремнезем, реализующийся в виде зерен кварца (15-30 об.%, иногда болес). Изменяясь, порода приобретает иные структуру и окраску: фибробластовая структура сменяется гранолепидобластовой, цвет вместо серо-зеленого становится зеленовато-кремовым. Во внутренней зоне колонки за счет Al и Cr, высвобождающихся при разложении хлорита и хромита, развивается фуксит (табл. 71, № 4), отчего порода приобретает зеленый цвет и лепидогранобластовую структуру. Причем в зависимости от содержания (2,5-7,0 об.%) фуксита в метасоматите изменяется интенсивность окраски последнего. В большинстве случаев метасоматиты по серпентинитам массивны. Лишь метасоматитам одного рудопроявления свойственна сланцеватость, интенсивность которой нарастает по мере приближения к кварцевой жиле, локализующейся в центральной зоне колонки.

Лиственнитизация серпентинитов сопровождается привнесом C, Al, Cr, Mn, Ca, K, O и выносом Si, Ni, Mg, подвижность остальных элементов несущественна (рис.229, а).

При замещении серпентинитов тальк-карбонатными метасоматитами образуются маложелезистые тальк (см. табл. 71, № 1, 2) и карбонат. Последний обычно принадлежит ряду магнезит - брейнерит, но иногда он выделяется совместно с карбонатом из ряда доломит - анкерит (см. табл. 71, № 6, 7). В промежуточной зоне колонки железистость карбоната возрастает, что обусловлено восстановлением части трехвалентного железа (см. рис. 229, а) в двухвалентное и вхождением последнего в карбонат (Сазонов, 1975). Листвениты с повышенной железистостью карбоната содержат меньше магнетита.

Лиственнитизированные апосерпентинитовые карбонат-хлоритовые породы развиты на площади месторождений Михеев лог и Лысая гора. Обычно их мощность не превышает 0,2-0,3 м, прослеженная длина 15-20 м. Эти породы лепидогранобластовой структуры окрашены в темно-зеленый цвет. Кроме хлорита (см. табл 71, №3), они содержат железистый доломит (см. табл. 71, №8) в количестве 15-20 об.% и магнетит (до 1,5 об.%). При лиственнитизации хлорит этих пород замещается фуксит-карбонатной (железистый доломит) минеральной ассоциацией. Из-за обилия фуксита, количество которого достигает 15 об.% и более, цвет лиственитов ярко-зеленый. При интенсивной лиственнитизации выделяется кремнезем; часть его связывается в виде кварца (2-3 об.%), часть же выносится растворами и реализуется в верхних частях метасоматических колонок в виде кварцевых жил и прожилков. Химизм лиственнитизации карбонат-хлоритовых пород выражается в привносе C, Mn, Ca, Na, K, S, O и выносе Si, Ti, Al, Fe, Mg (см. рис. 229, б).

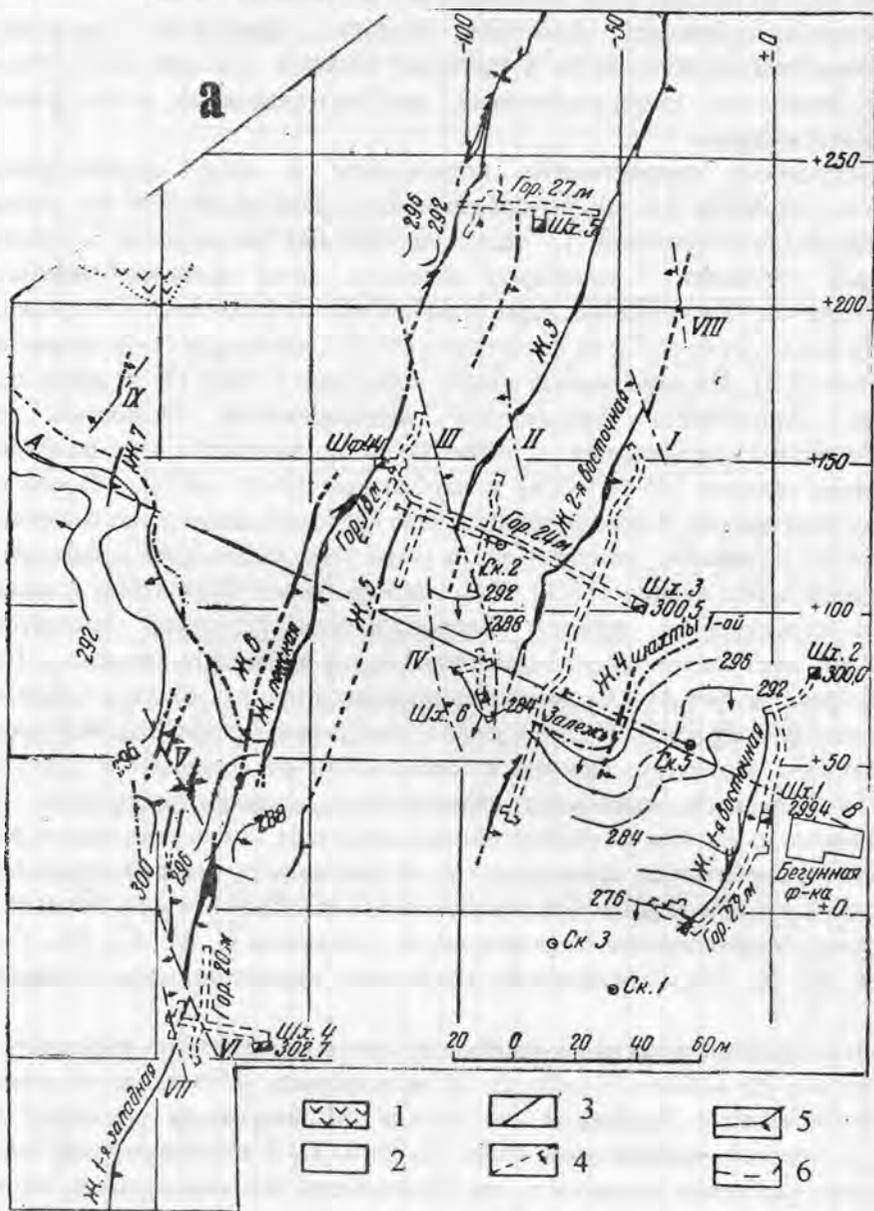


Рис. 228. План горных и буровых выработок с элементами геологии (а) и геологический разрез (б) по линии АВ Тьелгинского месторождения.

По (Сигов, 1948):
 а: 1 - серпентиниты; 2 - диориты; 3 - крутопадающие кварцевые жилы; 4 - тектонические разломы; 5 - изолинии лежащего бока пологопадающих рудных тел; 6 - выход пологопадающих рудных тел на поверхность.
 б: 1 - горф; 2 - аллювий; 3 - золотоносные кварцевые жилы; 4 - разломы; 5 - диориты

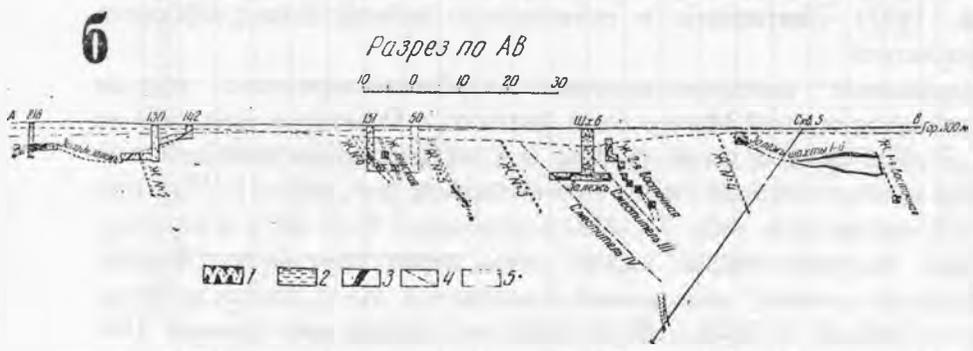


Таблица 71

Химический состав и кристаллохимические формулы минералов из метасоматитов малоглубинных месторождений золота Урала, вес %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	62.67	62.63	30.00	47.38	45.99	-	-	-	-	-
TiO ₂	сл.	Сл.	-	0.04	0.46	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	0.10	0.09	18.40	30.38	34.60	-	-	-	-	-
Cr ₂ O ₃	-	-	0.18	3.04	0.04	-	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃	0.46	0.24	0.77	0.77	0.83	-	-	-	-	-
FeO	0.97	0.64	11.84	1.64	1.99	4.67	2.23	3.40	8.41	8.41
MnO	-	0.05	-	-	-	0.12	0.27	0.47	0.46	0.46
NiO	0.17	-	0.34	-	-	-	-	-	-	-
MgO	30.00	30.96	25.73	2.28	0.56	42.50	20.28	18.80	15.86	15.86
CaO	-	-	сл.	Сл.	Сл.	1.71	30.00	29.10	29.40	29.40
Na ₂ O	0.05	0.02	-	0.86	0.23	-	-	-	-	-
K ₂ O	0.03	нет	-	8.92	9.72	-	-	-	-	-
H ₂ O ⁺	4.53	4.40	12.30	5.26	5.14	-	-	-	-	-
CO ₂	-	-	-	-	-	51.0	47.40	48.50	45.90	45.90
Сумма	99.88	98.93	99.56	100.56	99.56	100.0	100.18	100.27	100.03	100.03
f _{ан}	4.2	1.5	21.3	36.6	57.3	-	-	-	-	-

Кристаллохимические формулы

Si	4.00	3.99	2.98	3.16	3.06	-	-	-	-	-
Ti	-	-	-	0.00	0.02	-	-	-	-	-
Al ^{IV}	0.01	0.01	1.02	0.84	0.94	-	-	-	-	-
Al ^{VI}	-	-	1.13	1.55	1.77	-	-	-	-	-
Cr	-	-	0.01	0.16	0.00	-	-	-	-	-
Fe ³⁺	0.02	0.01	0.06	0.04	0.04	-	-	-	-	-
Fe ²⁺	0.10	0.03	0.98	0.09	0.11	0.06	0.06	0.09	0.32	0.22
Mn	-	0.01	-	-	-	0.00	0.01	0.01	-	0.01
Ni	0.01	-	0.02	-	-	-	-	-	-	-
Mg	2.85	2.95	3.80	0.16	0.06	0.92	0.93	0.90	0.67	0.76
Ca	-	-	0.00	0.00	0.00	0.02	1.00	1.00	0.01	1.09
Na	0.01	-	-	0.11	0.03	-	-	-	-	-
K	-	-	-	0.76	0.83	-	-	-	-	-
O	10.02	10.00	10.18	9.78	9.77	-	-	-	-	-
OH	1.98	2.00	7.82	2.22	2.23	-	-	-	-	-
CO ₃	-	-	-	-	-	1.00	2.00	2.00	1.00	2.00

Примечания. 1,2 - тальк из тальк-карбонатных метасоматитов по серпентинитам соответственно месторождений Лысяя гора и Михеев лог; 3,8 - соответственно хлорит и карбонат из апосерпентинитовых карбонат-хлоритовых пород месторождения Михеев лог; 4 - фуксит из зеленых апосерпентинитовых лиственитов, месторождение Наилинское; 5 - мусковит из кварц-мусковит-альбит-карбонатных метасоматитов по диоритам, рудопроявление 3; 6,7 - карбонаты из тальк-карбонатных метасоматитов по серпентинитам месторождений Лысяя гора и Михеев лог; 9 - карбонат из кварц-мусковит-карбонат-альбитовых метасоматитов по габбро-диабазам месторождения Лысяя гора; 10 - то же из кварц-мусковит-альбит-карбонатных метасоматитов по диоритам месторождений Тьелгинского и Наилинского. Анализы 1,2,6-9 выполнены в центральной химической лаборатории УГГУ, 3-5,10 - в химической лаборатории института "Уралмеханопр" А.П.Макаровой.

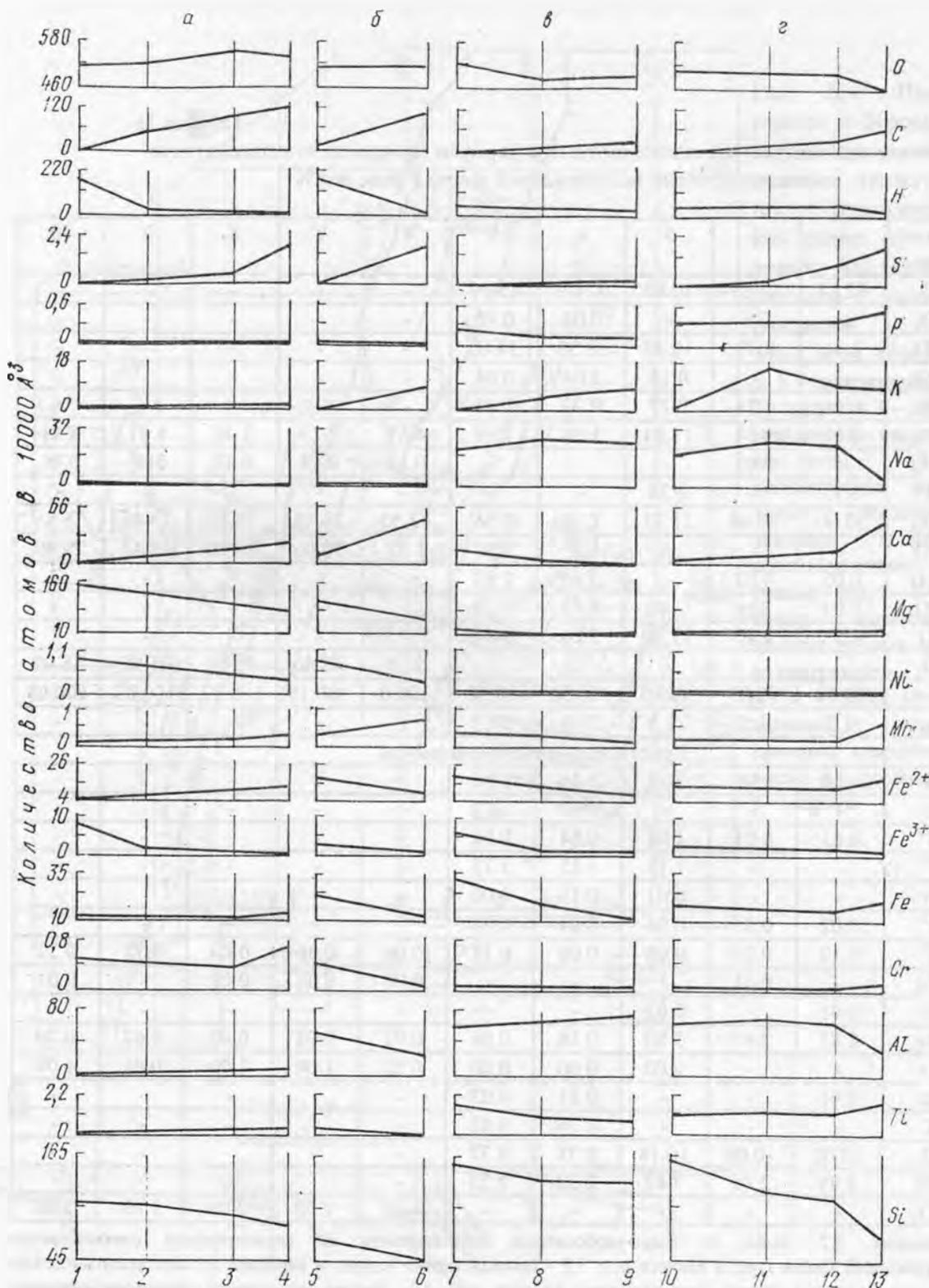


Рис. 229. Миграция вещества при березитизации-лиственитизации серпентинитов (а), апосерпентинитовых карбонат-хлоритовых пород (б) месторождения Михеев лог, метаморфизованных габбро-диабазов (в) месторождения Лысая гора и диоритов (г) Наилинского месторождения. 1-13 - номера образцов: породы, представляемые ими, см. в табл. 70. Количество атомов в стандартном объеме эдуктов и продуктов определено с учетом пористости по методу В.А. Рудника (Казицын, Рудник, 1968)

Березитизированные-лиственитизированные габбро-диабазы известны на месторождении Лысая гора. Мощность колонки не превышает 0,25-0,30 м. Метасоматиты зональны: габбро-диабаз метаморфизованный (актинолит-эпидотовая минеральная фация) → кварц-карбонат-хлорит-мусковит-альбитовый метасоматит → кварц-карбонат-мусковит-альбитовый метасоматит. Цвет исходной породы зеленовато-серый, сложение массивное. Она состоит из амфибола, эпидота (около 20 об.%), хлорита (25-30 об.%), частично альбитизированного плагиоклаза (около 50 об.%) и небольшого количества карбоната (до 1 об.%), апатита, рутила.

Химический состав габбро-диабаз приведен в табл. 70 (№ 7). Во внешней зоне колонки происходит деанортизация плагиоклаза и хлоритизация амфибола. В то же время часть хлорита замещается альбит-мусковит-карбонатным (из ряда доломит-анкерит; см. табл. 71, №8) агрегатом. Цвет породы становится желтоватым или светло-серым, участками с желтыми пятнами. Во внутренней зоне по хлориту развиваются мусковит и мезитит (см. табл. 71, №9). Эти участки колонки окрашены в яркие желтовато-кремовые тона. Березитизация-лиственитизация габбро-диабазов происходит при активном привносе С, Al, K, S, выносе Si, Ti, Cr, Fe, Ca и других элементов (см. рис. 229, в).

Диориты широко распространены на месторождениях Наилинском и Тыелгинском. Они имеют близкий к габбро-диабазам минеральный состав (в об.%): эпидот (7,7), хлорит (10,5), альбит (44), серицит (14,5), кварц (21,1), карбонат (1,6), а также апатит, рутил, магнетит (минералы – примеси). Химический состав приведен в табл. 70 (№10). При метасоматозе эти породы изменяются, как и габбро-диабазы. Отличие метасоматитов внутренней зоны колонок по диоритам от их аналогов по габбро-диабазам заключается в ином составе слагающего их карбоната, который менее железист (см. табл. 71, № 9,11), а также в существенно большем содержании карбоната и кварца и несколько меньшем - серицита.

Рудная минерализация и вертикальная зональность околорудных изменений. Руды рудного поля - это минерализованные кварцевые, альбит-кварцевые, кварц-карбонатные жилы и прожилки, а также серпентиниты, талькиты, хлорит-кварцевые метасоматиты. Их продуктивная минеральная ассоциация представлена халькопиритом, галенитом, блеклой рудой, золотом, теллуридами висмута, серебра и золота. Пирит - наиболее ранний и наиболее распространенный из рудных минералов. Большая часть минералов продуктивной ассоциации выделяется по трещинкам в этом минерале или замещает его. Состав руд и взаимоотношения слагающих их минералов те же, что и на хорошо изученных месторождениях Урала золотосульфидно-кварцевой и золото(альбит)-кварцевой формаций с околорудными изменениями типа березитов и лиственитов.

В рудах установлены две разновидности золота: а) связанное с пиритом, образует тончайшую (главным образом тысячные доли миллиметра) “сыпь”, б) свободное, встречается в виде довольно крупных (до 1-2 мм) выделений среди нерудных минералов, но всегда в соседстве с минералами продуктивной ассоциации. Проба золота от 913 до 950 в массивных и от 901 до 911 во вкрапленных рудах. Ее среднее значение (945) для массивных руд идентично с пробой золота для уральских месторождений золото(альбит)-кварцевой формации. В пределах отдельных золотинок золото и серебро распределены равномерно. Состав различных по форме и величине золотинок вполне сопоставим.

Рассмотренная зональность и состав зон метасоматитов колонок березитизации-лиственитизации основных и средних пород аналогичны таковым колонок Быньговского месторождения, изученных Р.О. Берзоном (1974). Близки они, кроме того, и по составу продуктивной минеральной ассоциации. Для Быньговского месторождения установлена смена с глубиной кварц-альбит-мусковит-карбонатных метасоматитов (они наблюдались от поверхности до глубины примерно 330-340 м)

кварц-мусковит-карбонатными. При этом среднее содержание золота практически не изменяется. На характеризуемых малоглубинных месторождениях отчетливо фиксируется, что мощность внешней и внутренней зон метасоматитов колонок по основным и средним породам, а также локализующихся в них кварцевых и других жил с глубиной возрастает. Все это с учетом данных по Быньговскому месторождению дает основание полагать, что на всех месторождениях внутренняя зона колонки еще не вскрыта эрозией, что не только вертикальная зональность метасоматитов на них, но, очевидно, и оруденения будут подобны таковым на названном месторождении.

На основании возрастания железистости карбоната от внешней зоны рассмотренных метасоматических колонок к внутренним и постоянного выноса магния можно полагать, что березитизация-лиственнитизация пород рассмотренных рудопроявлений обусловлена воздействием на них кислых, точнее, слабокислых (поскольку во внутренней зоне некоторых колонок присутствует альбит) растворов. Температура растворов, определенная по доломит-кальцитовому термобарометру (Таланцев, 1976) для парагенезиса кварц+мусковит+альбит+карбонат колонки березитизации-лиственнитизации диоритов, равна 395 °С, давление 0,7 кбар. Составы сосуществующих доломита и кальцита и их равновесность определены А.С.Таланцевым и Л.К.Илясовой на микроанализаторе JXA-5 в Институте геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Величина давления, а также относительно небольшая мощность пород кровли (Таланцев и др., 1977) в период формирования рассмотренных рудопроявлений дают основание относить их к сравнительно малоглубинным, значительно менее глубинным, чем Березовское, Быньговское и другие месторождения.

АЛТЫНТАШСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ (36)

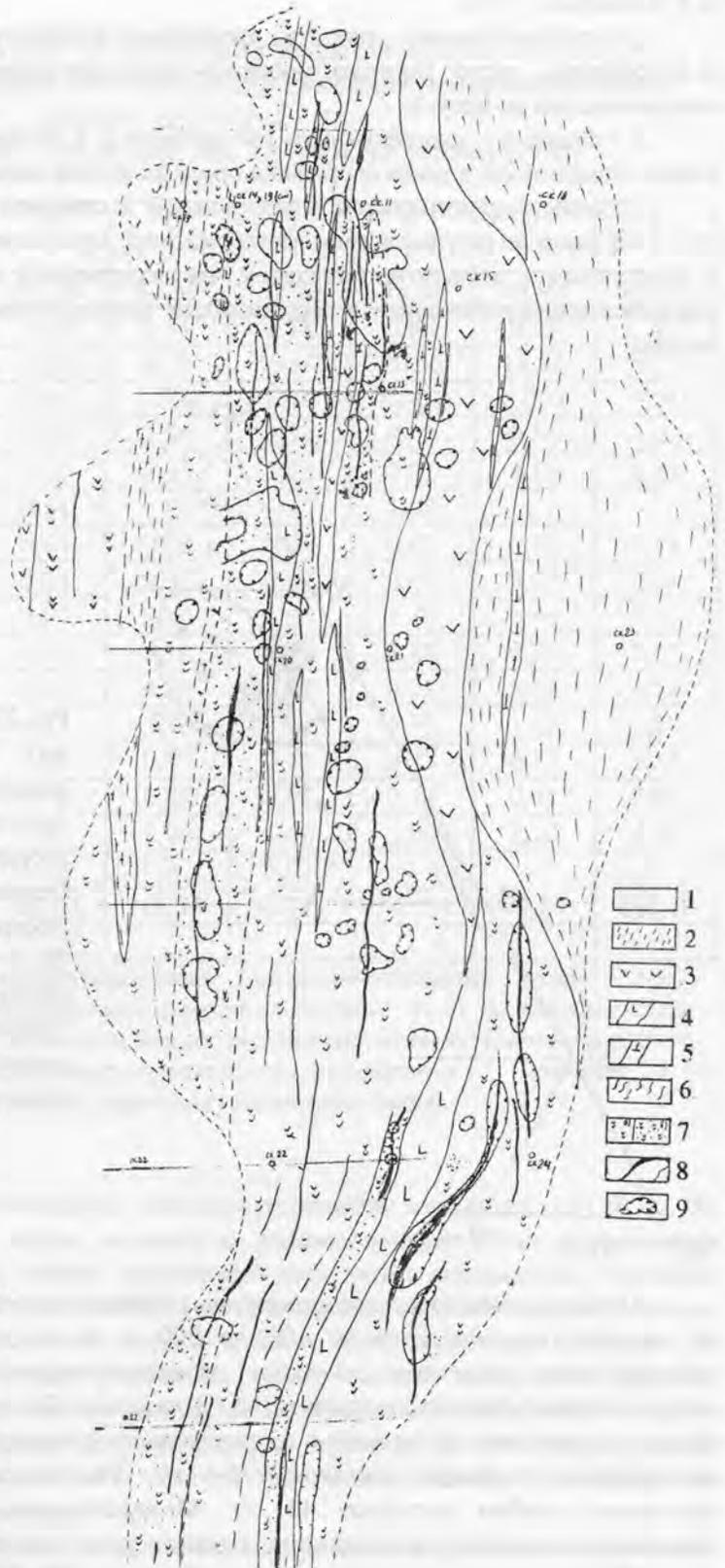
Месторождение расположено на Южном Урале, в 40 км на ЮЗ от г. Миасса. В 1880-1900 гг. разрабатывалось, отрабатывались кварцевые жилы и вмещающие их минерализованные метасоматиты. Содержание в руде составляло 16 г/т. Позднее (1927, 1935-1952 гг.) оно снова разрабатывалось до глубины не более 30 м. В 1968-1973 гг. на площади месторождения проведены поисково-оценочные работы (Д.А.Лобанов и др.)

По многим параметрам (возрасту – 340 млн лет, данные Д.А.Лобанова, полученные К-Аг методом по мусковиту плагиогранит-порфиоров, развитых к северу от месторождения, локализации на площади, примыкающей к внешней, восточной зоне ГУГР, широкому развитию метасоматитов березит-лиственнитовой формации и т.д.) сопоставляется с Миндякским месторождением, а также со всей группой (более 30) объектов, развитых в зоне Главного коллизийного шва, начиная от Ленинских приисков (р-н г.Миасс) и до Миндякского месторождения (пос. Миндяк). Алтынташское месторождение рассматривается здесь нами, с одной стороны, по той причине, что оно по рудовмещающему комплексу значительно отличается от Миндякского месторождения, а с другой, - является типовым аналогом для серии золотоносных объектов Миасского района, таких, как Наилинское, Тyelгинское месторождения и другие.

Месторождение приурочено к Алтынташской зоне расщепления (рис. 230), которая образовалась в блоке, заключенном между двумя субмеридиональными разломами сдвига-сбросовой природы, контролируемые небольшими вытянутыми по меридиану телами серпентинизированных ультрабазитов (O₁, абсолютный возраст, по Д.А.Лобанову, 500 млн лет). Наибольшему расщеплению подверглись вулканогенно-осадочные породы бортов указанной зоны. В центральной ее части, где расположено Алтынташское месторождение, развиты вулканы (андезит-базальты и базальты), а также породы дайковых комплексов:

Рис. 230. Схема геологического строения рудного поля Алтын-Таш. Масштаб 1 : 2000:

1 - рыхлые покровные образования; 2 - хлоритовые и серицит-хлоритовые сланцы; 3 - порфириты; 4 - дайки габбро-диоритов и габбро; 5 - дайки микродиоритов; 6 - кварц-хлоритовые сланцы; 7 - листвениты: безрудные (а), рудоносные (б); 8 - кварцевые, кварц-карбонатные жилы, иногда с альбитом и турмалином; 9 - карьеры старательской добычи золота



1 - раннего - габбро, габбро-диориты, горнблендиты (последние по данным Д.А.Лобанова, 1973);

2 - промежуточного - диориты, диоритовые порфиры, лампрофиры (по данным Д.А.Лобанова, часто березитизированы - лиственитизированы, но промышленной минерализации не несут);

3 - позднего - плагиограниты (по данным Д.А.Лобанова, рассекают дайки более ранних комплексов, с ними сопряжена промышленная минерализация).

Наличие плагиогранитов в центральной и северной частях месторождения (см. рис. 230) нами не подтверждено. Метасоматиты, проанализированные Д.А.Лобановым и отнесенные к апоплагиогранитным, на построенной нами диаграмме (рис. 231) оказались принадлежащими к образованиям преимущественно по породам основного состава.

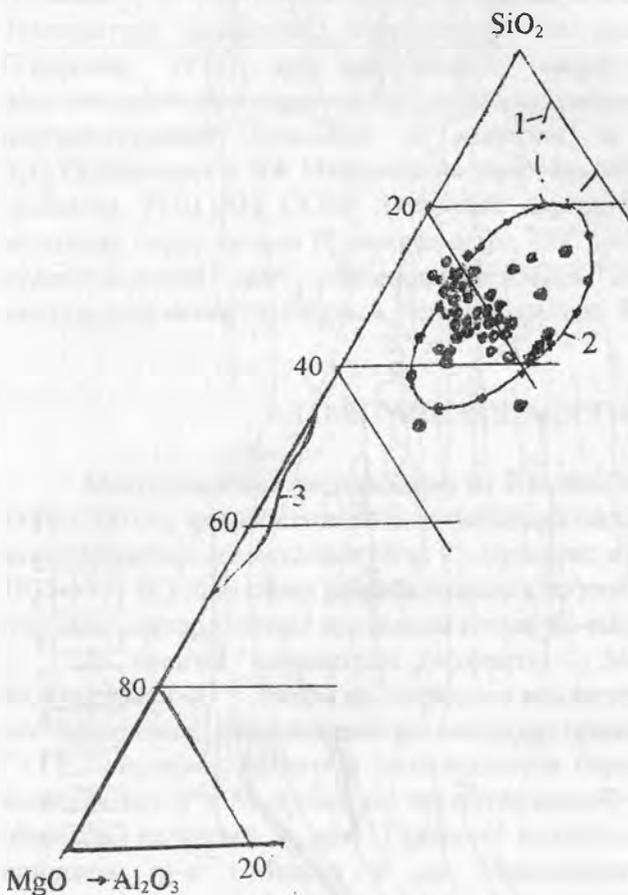


Рис.231. Положение фигуративных точек состава околорудно измененных пород месторождения Алтын-Таш на диаграмме в координатах SiO_2 , MgO , Al_2O_3 . Основа по В.Н.Сазонову (1977). Построено по данным табл. 72, 73: 1 - 3 - поля березитов (1) по кислым и средним породам, березитов-лиственитов (2) по основным породам и лиственитов (3) по серпентинитам

Алтынташская зона расланцевания (смятия) протягивается по меридиану на 8 км, ширина ее колеблется от 100 до 300 м. В её пределах на Алтынташском месторождении выделено 4 зоны развития кварцевых свит, сопряженных с метасоматитами березит-лиственитовой формации. По данным Д.А.Лобанова (1973), средние содержания Au по жилам и примыкающим, минерализованным частям ореола околорудных изменений составляют 5-6 г/т. Максимальное количество золота по отдельным пробам достигает 40 г/т. Минерализация в рудах - пирит, редко халькопирит, галенит, арсенопирит, блеклая руда, минералы V_i и Te , самородное золото. Последнее отличается высокой пробностью (948-980, по данным Р.О.Берзона и В.В.Мурзина). Ртуть в нем не установлена, количество серебра достигает 4,6, а меди - 0,9 мас.%. В рудных зонах выделяются зеленые (рудноносные) и серые (неминерализованные) листвениты.

Химический состав (мас.%) метаморфизованных базальтов, диоритов и метасоматитов, образовавшихся при развитии березитизации-лиственитизации на контакте этих пород.

Месторождение Алтын-Таш, скв. 29. По В.Н.Сазонову (1980)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	57,80	57,32	65,50	54,51	52,70	39,38	48,92	49,16
TiO ₂	1,71	1,70	1,65	1,71	0,78	0,83	0,95	1,43
Al ₂ O ₃	17,60	16,96	16,82	18,57	18,87	20,65	14,84	18,71
Cr ₂ O ₃	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,01
Fe ₂ O ₃	3,43	3,64	2,89	2,54	2,57	0,92	0,74	3,02
FeO	2,90	3,14	3,29	2,65	2,20	2,02	4,19	6,23
Fe	-	0,17	0,16	-	-	1,96	-	-
MnO	0,09	0,09	0,09	0,08	0,06	0,07	0,10	0,11
NiO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
MgO	2,84	2,65	2,97	2,80	3,61	3,78	3,90	6,31
CaO	4,56	4,30	4,35	4,18	5,59	8,83	9,39	5,65
Na ₂ O	5,72	5,74	5,30	4,18	0,47	0,54	5,22	4,58
K ₂ O	1,58	2,45	2,52	3,36	5,02	5,79	1,92	0,10
P ₂ O ₅	1,17	1,17	1,01	0,98	0,41	0,23	0,27	0,34
S	-	0,20	0,18	0,02	0,02	2,24	0,01	0,02
H ₂ O ⁺	1,56	1,44	2,02	1,09	1,60	2,00	2,20	4,00
H ₂ O ⁻	-	-	0,16	-	0,02	-	-	-
Сумма	100,97	101,54	100,61	100,18	100,29	100,94	99,89	100,10

Примечание. 1 - диорит, пропилизированный (актинолит-эпидотовая фация); 2-5 - березитизированный диорит карбонат-кварц-серицит-альбитового (2-4) и карбонат-кварц-серицитового (5) составов; 6 - 7 - вулканы березитизированные-лиственитизированные кварц-карбонат-серицитового (6), кварц-хлорит-серицит-альбит-карбонатного (7) составов; 8 - вулканит пропилизированный (эпидот-хлоритовая минеральная фация).

В восточной части рудного поля имеются существенно альбитовые (до 80 об. %) метасоматиты, содержащие кварц, серицит и доломит-анкерит. Они оторочивают кварцевые жилы с альбитом, иногда развиваются вне связи с последними. Учитывая данные по Наилинскому и Тыелгинскому месторождениям (эрозией вскрыта верхняя часть ореола окolorудно измененных пород), а также материалы, представленные на рис. 232, по Алтынташскому месторождению, можно сделать следующие выводы. Большая часть кварцевых жил развита над сложным телом габбро, внедрение которого очевидно, обусловило образование трещинных структур на его продолжении. Кварцевые жилы, не доходя до кровли тела габбро, выклиниваются. Листвениты же продолжают на глубину (см. рис. 232).

Восточнее Центральной свиты кварцевых жил развиты кварц-альбитовые жилы. Эта часть месторождения аналогична Наилинскому и Тыелгинскому золоторудным объектам. При изложенной ситуации представляется, что восточная часть Алтынташского месторождения опущена относительно западной примерно на 100 м. Такие величины перемещения в вертикальной плоскости установлены на месторождении Д.А.Лобановым (1973).

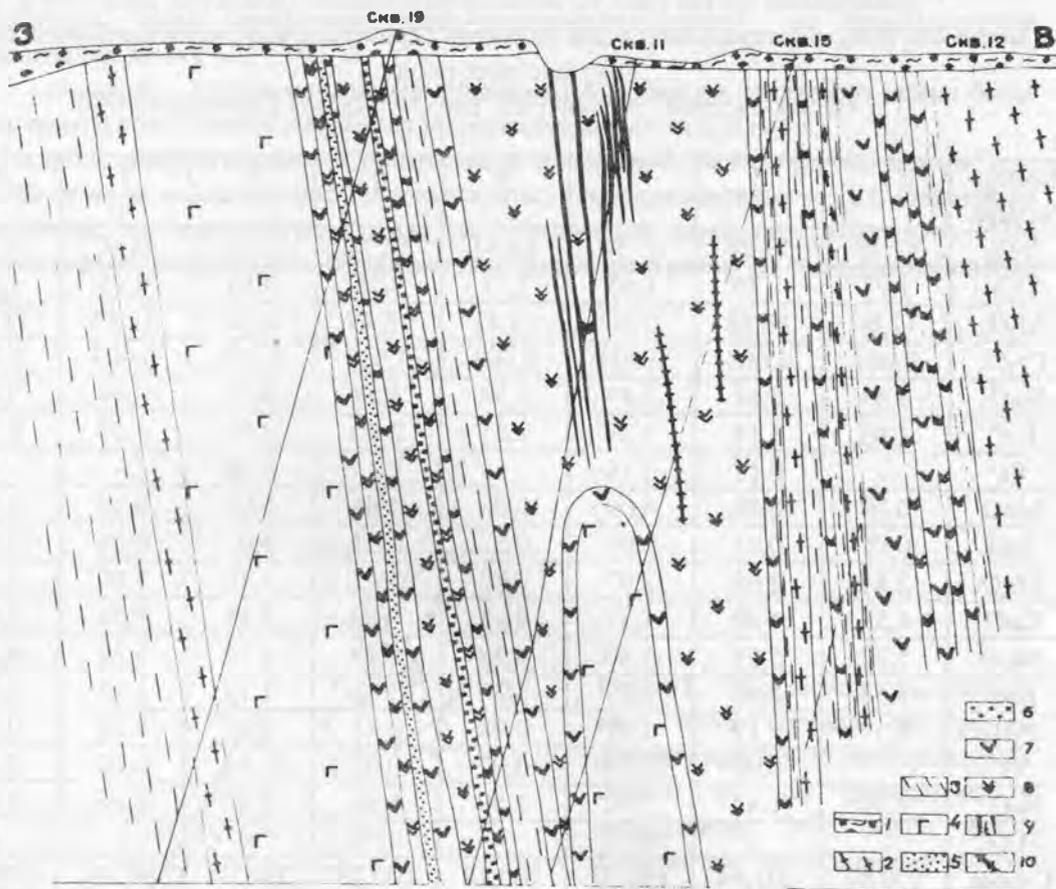


Рис. 232. Метасоматиты березит-лиственитовой формации, контролируемые тектонической зоной расщелачивания и дробления пород. Алтынташское месторождение, поперечный геологический разрез по линии скважин 19-12:

1 - покровные рыхлые образования; 2 - сланцеватые метаморфизованные (эпидот-хлоритовая и эпидот-актинолитовая минеральные фации) пироксен-плаггиоклазовые порфириды; 3 - то же (альбит-хлоритовая минеральная фация); 4 - габбро актинолитизированное и эпидотизированное; 5,6 - дайки плаггиогранит-порфиров березитизированные: 5 - кварц-серицитовые с карбонатом и кварц-серицит-альбитовые с карбонатом метасоматиты, 6 - кварц-серицитовые с карбонатом метасоматиты; 7 - хлорит-альбит-карбонат-кварц-серицитовые метасоматиты; 8 - альбит-карбонат-кварц-серицитовые и карбонат-кварц-серицитовые метасоматиты; 9 - кварцевые с карбонатом жилы; 10 - кварц-альбитовые жилы

По малой степени эродированности месторождение представляется перспективным. Во всяком случае, его эродированность хорошо сопоставляется с таковой Миндякского месторождения. На последнем промышленное оруденение прослежено до горизонта 400 м. С учетом вышеприведенных данных есть основание полагать, что до указанного горизонта сохранится Au оруденение и на Алтынташском месторождении.

В сложившейся в стране экономической ситуации Алтынташское месторождение рассматривается как один из благоприятных Au объектов, который можно использовать для получения быстрой отдачи. Но это можно реализовать в случае использования метода скважинного выщелачивания, например, хлоридными

растворами. Опыт такого выщелачивания в регионе имеется (Гагарское месторождение).

Таблица 73

Химический состав (мас.%) алтынташских пироксен-плагиоклазовых порфириров и продуктов их березитизации-лиственитизации

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO ₂	47,72	47,16	44,34	42,52	39,74
TiO ₂	0,93	0,96	1,21	0,90	1,00
Al ₂ O ₃	13,76	16,57	16,36	15,90	15,83
Cr ₂ O ₃	0,04	0,06	0,03	0,06	0,07
Fe ₂ O ₃	2,28	1,57	2,51	0,70	1,27
FeO	6,18	5,92	5,21	5,68	7,18
NiO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
MgO	10,76	7,35	6,85	6,92	5,55
CaO	10,18	8,12	6,31	8,27	7,43
Na ₂ O	4,68	4,28	3,14	0,68	0,32
K ₂ O	0,14	1,08	2,31	3,23	3,62
P ₂ O ₅	0,46	0,46	0,46	0,16	0,27
S	0,01	0,02	0,04	0,04	0,08
H ₂ O ⁺	1,17	1,86	1,92	2,00	1,48
CO ₂	0,86	5,32	10,08	14,00	14,86
Сумма	99,31	100,67	100,95	101,23	98,83

Примечание. 1 - порфирит метаморфизованный (эпидот-хлоритовая минеральная фация); 2,3 - кварц-серицит-альбит-хлорит-карбонатный метасоматит; 4 - кварц-серицит-альбит-карбонатный метасоматит; 5 - кварц-серицит-карбонатный метасоматит.

Установлены карбонаты: 1 - кальцит; 2 - кальцит, железистый доломит (0-3 % FeCO₃), 3 - железистый доломит (8 % FeCO₃), брейнерит (26 % FeCO₃) 4 - анкерит (15 % FeCO₃), пистомезит (56 % FeCO₃), 5 - анкерит (17 % FeCO₃), пистомезит (67 % FeCO₃).

МИНДЯКСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ (41)

Характерной особенностью рудного поля являются его приуроченность к зоне Главного уральского коллизионного шва. В последней, кроме Миндякского, на протяжении более 150 км известны Камыковское, Мало-Корымсы, Конюховское, Атлянское, Тургойское и другие месторождения. Наиболее изученным и крупным является Миндякское рудное поле, которое принято нами за эталон и характеризуется ниже. Миндякское рудное поле включает 5 участков: Северо- и Южно-Благодатные (Благодатное месторождение), Южно-Ремизовский (Ремезовское месторождение) и Красная гора, Куш-Таш.

В настоящее время в пределах рудного поля эксплуатационные работы не ведутся. Карьеры закрыты по причине выработки рудных тел, а шахтные стволы законсервированы, так как эксплуатация золоторудных объектов рудного поля на глубинах 400 м и больше оказалась экономически не выгодной.

Геологическое строение рудного поля отличается исключительной сложностью - здесь скучены блоки пород, различающиеся по возрасту и литологии. Интенсивно и наглядно проявлен меланж.

В пределах рудного поля С.Е.Знаменским (Серавкин и др., 2001) выделен ряд тектонических пластин (рис.233). Пластина, сложенная породами порфирировой толщи, является наиболее древней (D_{1-2ig}). Контакт ее с перекрывающими известками ($C_1 t-v$) тектонический. Такая же граница между последними породами и диабазовой толщей. Последняя, по представлениям С.Е.Знаменского, которые нами полностью разделяются, являет собой меланж. Среди обломков меланжа встречаются базальты, которые по петрохимическим параметрам сопоставляются с базальтами поляковской свиты (O). Контакт диабазовой толщи с вышележащей толщей алевролитов также тектонический. По данным того же исследователя, между карбонатной и диабазовой толщами выделяется ультрабазитовый меланж мощностью до 200 м (см. рис.233).

Породы алевролитовой толщи имеют визейский возраст (Кац, 1980). Они в пределах рудного поля перекрываются второй полосой меланжированных пироксенитов, габбро, горнблендитов и серпентинитов. Мощность меланжа до 250 м.

Относительно структурного положения Миндякского рудного поля до недавнего времени имелись два принципиально различных представления.

Первое - структура месторождения - узкая, протяженная (десятки километров) антиклиналь, разрабатывалась несколько десятилетий (1950-1975 гг.) геологами-практиками и исследователями из ЦНИГРИ (Сорокин, 1970). Позднее оно было развито И.С.Вахромеевым (1992, с. 67). По материалам этих геологов, золотое оруденение рудного поля развито в западном крыле запрокинутой на запад антиклинали. Последняя - продукт проявленного здесь крупного надвига.

Второе представление разработано Ю.В.Казанцевым с соавторами (1990). Суть его - рудное поле сложено в основном нагромождением "случайных" пластин, вовлеченных в меланж (рис. 234). Это представление было детализировано в специализированной работе, посвященной геодинамическим обстановкам формирования рудных объектов Урала (Koroteev et. al., 1997).

По результатам специализированных исследований, проведенных в последние годы С.Е.Знаменским, структура рудного поля - это линейная антиформа (см. рис.233) северо-восточного простирания, образованная пакетом тектонических пластин. Она осложнена серией продольных взбросов ЮВ падения, которые превалируют в ЮВ части рудного поля. Наиболее крупные взбросы (Главный, Западный, Восточный). Антиформа и продольные взбросы ограничиваются по простиранию диагональными правосторонними (с севера) и левосторонними (с юга) сдвигами.

Структура рудного поля сформировалась в 6 стадий (данные С.Е.Знаменского): 1) возникновение чешуйчатых надвигов; 2) образование антиформы и взбросов СВ простирания; 3) формирование субмеридиональных левых и близширотных правых сдвигов; 4) реактивизация разломов в условиях сбросовых или сбросо-сдвиговых смещений по ним (с этой стадией сопряжено широкое развитие лиственитизации); 5) повторная реактивизация разломов первой стадии и образование золотосульфидного прожилково-вкрапленного оруденения в условиях правосдвиговых смещений по рудоограничивающим Западному и Восточному разломам; 6) реактивизация разломов, заложенных на ранних стадиях, и образование малоамплитудных взбросов, взбросо-сдвигов и надвигов СЗ и СВ простирания. Рудной стадией является пятая, шестая - послерудная.

Рудные тела Миндякского рудного поля - это штокверки в теле диабазов и зоны и "пятна" минерализации в осадочных породах (чаще всего в углисто-кремнисто-глинистых сланцах, иногда в известняках). Пример сложно построенного штокверка приведен на рис. 235.

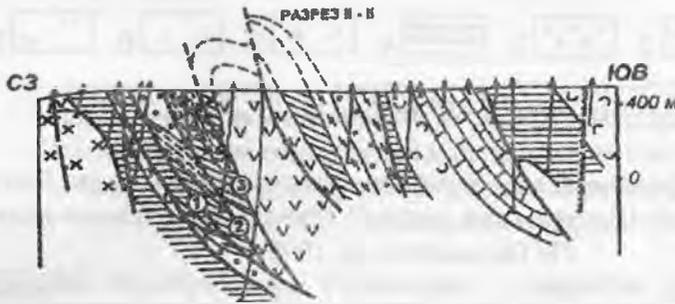
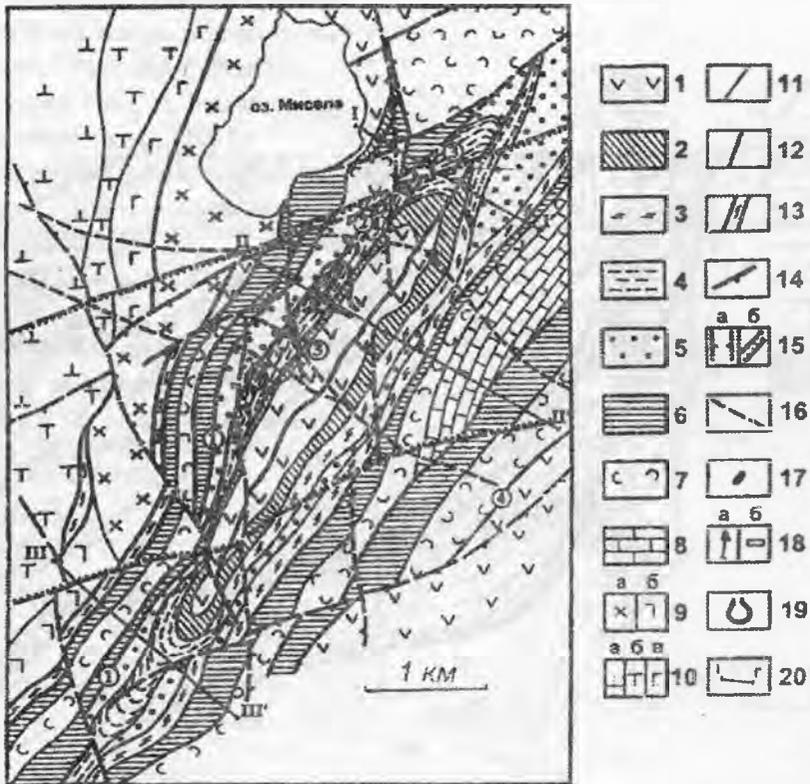


Рис.233. Геологическое и структурное строение (в плане и разрезе) Миндякского рудного поля. По С.Е.Знаменскому (Серавкин и др., 2001) с незначительными изменениями:

1 – 8 – тектонические пластины и толщи: вулканиты ($D_{1-2} ir$), 2 – карбонатный олистостром ($C_1 t-v$), 3 – меланжированные ультрабазиты и габбро, 4 – полимиктовый олистостром с олистолитами ордовикских диабазов, 5 – терригенно-карбонатные породы ($C_1 v$), 6 – карбонатный олистостром ($C_1 v$), 7 – вулканогенно-осадочные и кремнистые породы ($D_3 kl?$), 8 – известняки ($C_1 v-s$); 9 – раннекаменноугольные (?) диориты (а) и габбро (б); 10 – Миндякский ультрабазитовый массив: гарибургиты-лерцолиты (а), дуниты-пироксениты (б), габбро (в); 11 – границы тектонических пластин и толщ; 12 – 14 – разрывные нарушения второй стадии: 12 – взбросы, 13 – зоны серпентинитового меланжа, 14 – сдвиги; 15 – границы зон сдвигов субмеридионального (а) и близширотного (б) простирания третьей стадии; 16 – сдвиги и косые разрывы пятой стадии; 17 – проекции рудных тел на дневную поверхность; 18 – проекции колонковых скважин (а) и горных выработок (б); 19 – контуры карьеров; 20 – линии разрезов и их номера (разрезы I – I' и III – III' см. в первоисточнике)

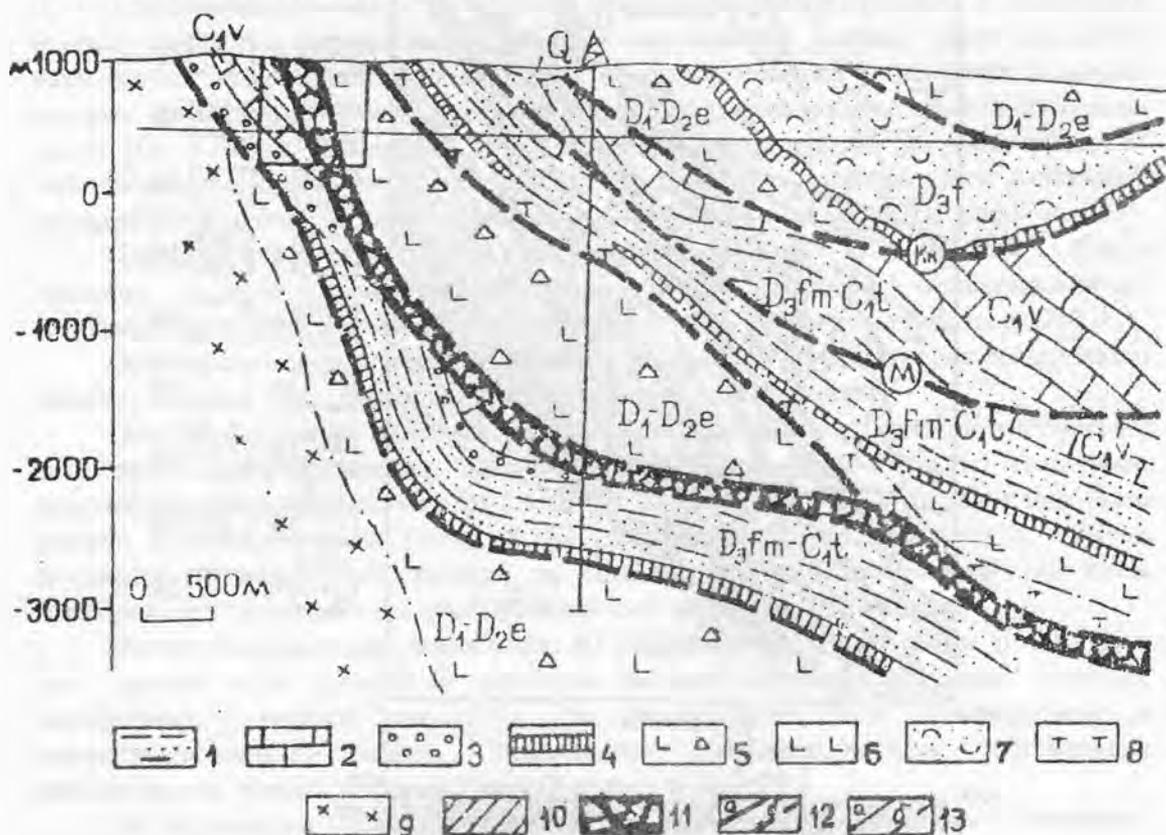


Рис. 234. Схематизированный широтный геологический разрез через Благодатное месторождение (Центральный участок) Миндяжского рудного поля.

По (Казанцев и др., 1990):

1 - аргиллиты, алевролиты, песчаники; 2 - известняки; 3 - конгломераты; 4 - кремнистые сланцы; 5 - лавы и лавобрекчии основного и среднего составов; 6 - диабазы; 7 - туфы, туфопесчаники и туфоалевролиты; 8 - гипербазиты; 9 - диориты; 10 - метасоматиты (листвениты, тальк-хлоритовые, кварц-карбонатные и др.); 11 - зона рудного надвига; 12 - надвиги (М-Миндяжский, Кк - Куркинский) установленные (а) и предполагаемые (б); 13 - контакты: установленные (а) и предполагаемые (б); прямоугольник в левой верхней части - Благодатное месторождение; вертикальная линия в центральной части (идет от поверхности до гл. 3 км) - проектная скважина для подсечения глубокозалегающих золоторудных тел Миндяжского типа

Околорудно измененные породы Миндяжского рудного поля относятся к березит-лиственитовой формации. Березиты-листвениты распространены здесь исключительно широко. Процессом березитизации-лиственитизации охвачена большая гамма пород: серпентиниты, диабазы, углисто-кремнистые сланцы, андезит-базальтовые и базальтовые порфириды, известняки, конгломераты, а также породы - элементы меланжа (рис. 236; химический состав наиболее характерных пород рудного поля и продуктов их березитизации-лиственитизации приведен в табл. 74-78).

Рис. 235. Характер строения сложно построенной штокверковой зоны на горизонте 171 м Миндякского месторождения. По С.Е.Знаменскому (Серавкин и др., 2001):

1 – разломы, ограничивающие рудную зону; 2 – границы зон рассланцевания с прожилково-вкрапленной пиритовой минерализацией; 3, 4 – разломы с глиной трения (3) и зоны трещиноватости, вмещающие халькопирит-пирит-кальцит-кварцевые жилы и прожилки; 5 – контуры горных выработок; 6 – содержание Au (г/т): а - >3, б - 1-3, в - < 1

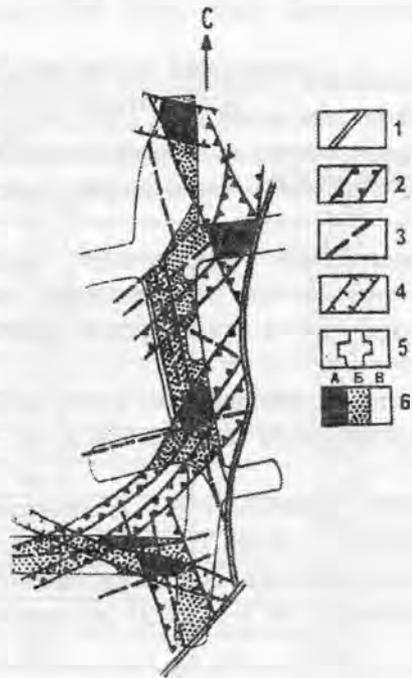


Таблица 74

Химический состав (мас. %) антигоритовых серпентинитов Благодатного месторождения и продуктов их лиственитизации Миндякского рудного поля (Северный борт карьера, 5 уступ). По В.Н.Сазонову (1980)

Компоненты	1	2	3
SiO ₂	36,90	40,72	29,70
TiO ₂	Сл	сл	сл
Al ₂ O ₃	0,16	0,18	0,23
Cr ₂ O ₃	0,32	0,27	0,22
Fe ₂ O ₃	4,97	0,52	0,35
FeO	5,00	3,87	2,86
MnO	0,05	0,07	0,04
NiO	0,21	0,10	0,12
MgO	34,29	30,50	25,67
CaO	0,21	2,67	7,08
Na ₂ O	0,04	0,03	0,03
K ₂ O	0,04	0,04	0,08
P ₂ O ₅	0,03	0,03	0,03
S	-	-	0,04
H ₂ O ⁺	12,45	2,59	0,29
CO ₂	5,39	16,82	33,49
Сумма	100,06	98,41	100,18

Примечание. 1 - серпентинит антигоритовый; 2 - тальк-карбонатный метасоматит; 3 - лиственит. Установлены карбонаты: 1 - брейнерит (14 % FeCO₃), 2 - анкерит (10 % FeCO₃) и брейнерит (8 % FeCO₃), 3 - железистые доломит (4 % FeCO₃) и магнезит (4 % FeCO₃)

Химический состав (мас.%) диабазов и продуктов их лиственитизации
Благодатного месторождения Миндякского рудного поля.
По В.Н.Сазонову (1980)

Компоненты	1	2	3
SiO ₂	46,31	43,62	37,64
TiO ₂	1,51	1,26	1,45
Al ₂ O ₃	14,50	13,02	13,38
Cr ₂ O ₃	0,03	0,02	0,02
Fe ₂ O ₃	4,07	2,33	2,18
FeO	8,17	8,65	10,88
MgO	5,91	6,28	5,55
CaO	6,45	5,76	6,69
MnO	0,16	0,17	0,19
Na ₂ O	3,58	2,92	2,27
K ₂ O	1,16	1,18	3,10
P ₂ O ₅	0,17	0,14	0,18
S	0,04	0,04	0,11
H ₂ O ⁺	3,93	3,00	2,56
H ₂ O ⁻	1,28	0,36	0,46
CO ₂	2,72	11,25	14,61
Сумма	100,02	100,03	101,37

Примечание. 1 - метаморфизованный диабаз (среднее из 8 анализов) - эпидот-хлоритовая минеральная фация; 2 - кварц-серицит-альбит-хлорит-карбонатный метасоматит; 3 - кварц-серицит-карбонатный метасоматит (лиственит). Установлены карбонаты: 1 - кальцит; 2 - кальцит, анкерит (11-16 % FeCO₃), мезанит-пистомезит (58-63 % FeCO₃); 3 - кальцит, анкерит (14-19 % FeCO₃), пистомезит (63-74 % FeCO₃)

Таблица 76

Химический состав (мас.%) базальтовых порфиритов
Благодатного месторождения Миндякского рудного поля и
продуктов их лиственитизации. По В.Н.Сазонову (1980)

Компоненты	1	2	3
SiO ₂	49,57	48,50	43,26
TiO ₂	0,55	0,45	0,32
Al ₂ O ₃	18,12	18,26	12,34
Cr ₂ O ₃	0,01	0,01	0,01
Fe ₂ O ₃	1,43	1,82	0,37
FeO	7,19	5,55	4,94
MnO	0,13	0,05	0,04
MgO	7,74	7,00	4,38
CaO	2,94	2,54	11,45
Na ₂ O	4,22	5,91	4,50
K ₂ O	1,35	1,46	0,83
P ₂ O ₅	0,19	0,21	0,17
H ₂ O ⁺	4,52	3,12	0,45
CO ₂	1,69	4,32	15,91
Сумма	99,64	99,203	99,022

Примечание. 1 - метаморфизованный пироксен-плаггиоклазовый порфирит (актинолит-эпидотовая минеральная фация); 2 - кварц-серицит-альбит-хлорит-карбонатный метасоматит; 3 - кварц-альбит-серицит-карбонатный метасоматит. Установлены карбонаты: 1 - кальцит; 2 - кальцит, железистый доломит (9 % FeCO₃), брейнерит (12 % FeCO₃); 3 - кальцит, анкерит (18 % FeCO₃)

Все они охарактеризованы в работах (Сазонов, 1974, 1984, 1995). Здесь отметим только четыре момента:

Первый - наряду с метасоматическими ореолами околорудных изменений в рудном поле широко развиты биметасоматические разности. Среди последних наиболее распространены ореолы, возникшие на контакте серпентинитов с углисто-кремнисто-глинистыми сланцами (химический состав исходных пород и метасоматитов таких колонок см. в табл. 79-81).

Второй момент - последние породы, подвергаясь березитизации-лиственнитизации, превращаются в любопытные метасоматиты: по составу они отвечают березитам, по количеству светлой слюды, содержанию в ней хрома - лиственитам (см. табл. 77).

Третий момент - хром для образования фуксита в лиственитах по углисто-кремнисто-глинистым сланцам экстрагировался из терригенного хромшпинелида, возникшего при эрозии тел гарцбургитов.

Четвертый момент - апоизвестняковые листвениты часто содержат фуксит. Последний совместно с кварцем замещает иногда ископаемую фауну. Обобщение материалов по рудному полю показало, что фукситсодержащие апоизвестняковые листвениты развиваются только в зоне (мощностью не более 30 м) ближайшего экзоконтакта тел гарцбургитов.

Объекты Миндякского рудного поля представляют собой минерализованные участки в зонах развития лиственитизации преимущественно в диабазах. В этих зонах развито большое количество разноориентированных кварцевых и кварц-карбонатных прожилков (рис. 237).

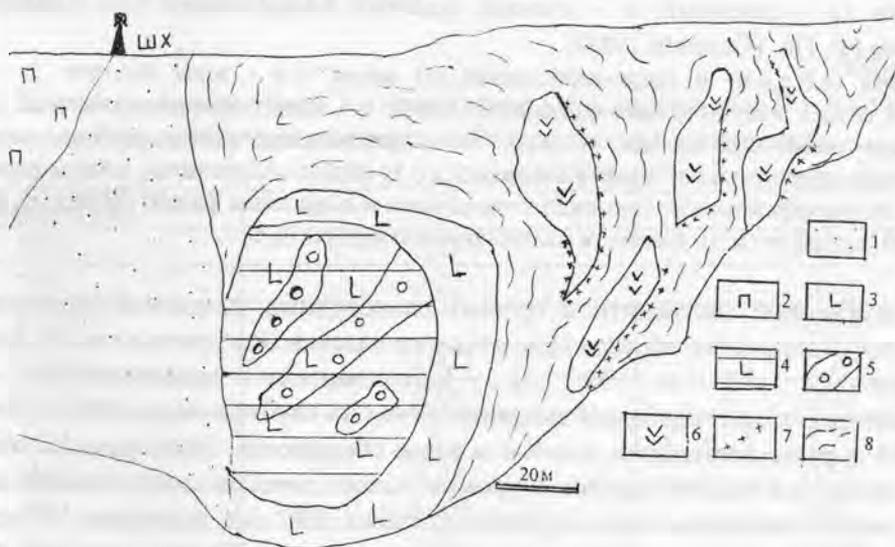


Рис. 236. Зарисовка северного и восточного бортов Благодатного карьера, иллюстрирующая вхождение рудного тела в состав меланжа:

1 - отвал обогатительной фабрики; 2 - порфириты (D_2) андезит-базальтовые и базальтовые; 3 - диабазы; 4 - рудная зона; 5 - минерализованный кварцевый штокверк; 6 - листвениты по будинам антигоритовых серпентинитов; 7 - биметасоматическая березитизация-лиственнитизация на контакте серпентинитов и углисто-кремнистых сланцев; 8 - углисто-кремнисто-глинистые сланцы

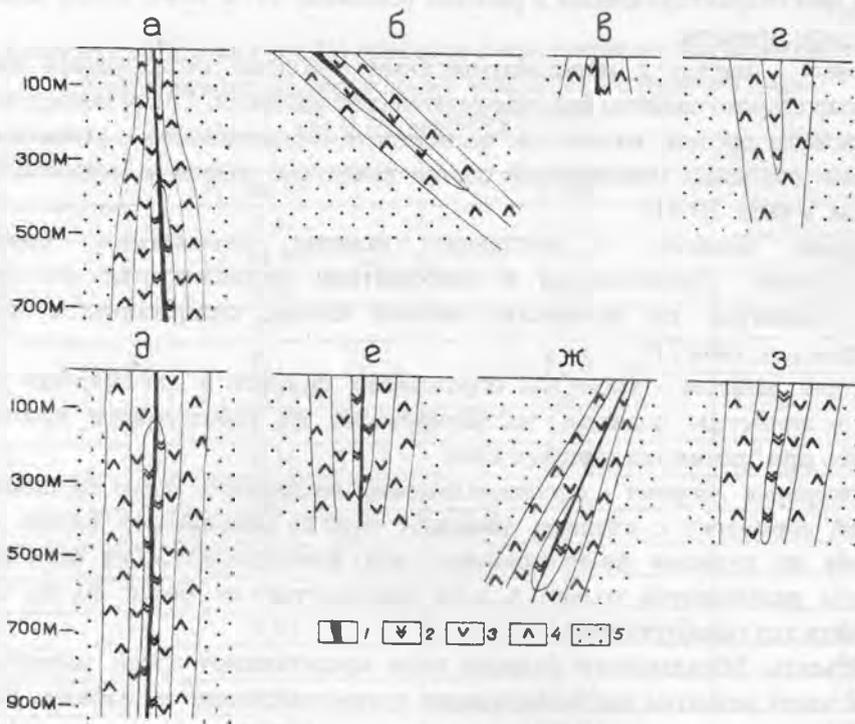


Рис.237.Эродированность ореола околорудного изменения пород Миндякского месторождения (г) в сравнении с таковыми некоторых других золоторудных месторождений Урала - Крылатовским (а,б), Наилинским и Тыелгинским (в), Березовским (д - северный, е - южный фланги), Быньговским (ж), Пышминско-Ключевским (з). По (Сазонов,1984):

1 - кварцевая (а,б,д,е,ж) и кварц-карбонатная (в) жилы; 2-4 - зоны колонок: 2 - кварц-серицитовая (а,д,е), кварц-серицит-карбонатная (ж,з); 3 - кварц-серицит-альбитовая (а,г,д,е), кварц-серицит-альбит-карбонатная (в,г,ж,з); 4 - кварц-серицит-альбит-карбонат-хлоритовая (а-г,ж,з), кварц-серицит-альбит-микроклиновная (д,е); 5 - эпидотизированные плаггиогранит (а,б), диорит (в), метаморфизованные (актинолит-эпидотовая минеральная фация) диабаз (г), андезит-базальтовый порфирит (ж,з), гранит- и плаггиогранит-порфиры (д,е)

Аподиабазовые листвениты в ореолах околорудных изменений установлены в бортах эксплуатационного карьера Центрального участка Благодатного месторождения на горизонтах 32 и 52 м. Метасоматиты промежуточной зоны (биотит+серицит+кварц+карбонат) выклиниваются на глубине около 400 м (рис. 237). Глубже 300 м руды постепенно, а с 400 м резко обедняются. Эксплуатация объекта в 90-х гг. подходила к нижней выклинке промежуточной зоны рассматриваемых ореолов. Поэтому можно полагать, что глубокие (глубже 400 м) горизонты объекта на промышленное золотое оруденение мало перспективны. Кстати, главным образом этим обусловлено закрытие Миндякского рудника в 1997 г.

Ю.В.Казанцевым и др. (1990) сделан прогноз оруденения Миндякского месторождения на глубину. По их модели (см. рис. 234) оруденением затронут весь рудный надвиг, а в связи с тем, что с глубиной воздействие гидротерм должно быть более ощутимым, "...мы вправе ожидать более богатых рудных залежей".

Мы, однако, не можем с этим согласиться по двум причинам: первая - на прогнозируемой глубине оруденение не может быть связано с березитами-лиственитами (см. предыдущий абзац), вторая - эксплуатация Благодатного месторождения при среднем содержании Au в руде 6,2 г/т на глубине менее 400 м

Таблица 77

Химический состав (мас.%) метаморфизованных кремнисто-глинистых сланцев Миндякского рудного поля и метасоматитов, образовавшихся при их березитизации. По В.Н.Сазонову (1980)

Компоненты	1	2
SiO ₂	47,30	44,18
TiO ₂	0,58	0,21
Al ₂ O ₃	12,10	11,10
Cr ₂ O ₃	0,12	0,17
Fe ₂ O ₃	2,12	0,81
FeO	6,79	4,78
MnO	0,01	0,14
NiO	0,09	-
MgO	14,30	9,07
CaO	4,16	6,47
Na ₂ O	0,64	0,06
K ₂ O	0,46	3,07
P ₂ O ₅	0,15	0,04
S	0,03	0,40
H ₂ O ⁺	0,83	2,08
CO ₂	3,41	16,98
Сумма	99,09	99,91

Примечание. 1 - сланец; 2 - апосланцевый березит (с фукситом и серицитом);
В березите 0,35 % Fe связано с S в пирите.

Таблица 78

Химический состав (мас.%) известняков (1) и лиственитов (2) по ним Благодатного месторождения Миндякского рудного поля.
По В.Н.Сазонову (1980)

Компоненты	1	2
SiO ₂	0,28	8,80
TiO ₂	0,01	0,03
Al ₂ O ₃	-	0,76
Cr ₂ O ₃	0,002	0,22
Fe ₂ O ₃	0,05	0,71
FeO	-	3,57
MnO	0,02	0,12
NiO	0,002	0,02
MgO	0,49	16,86
CaO	56,00	27,32
Na ₂ O	-	0,04
K ₂ O	-	0,49
P ₂ O ₅	0,07	0,02
S	-	0,08
H ₂ O ⁺	-	0,22
CO ₂	42,80	41,39
Сумма	99,664	100,65

Примечание. 1- кальцит, чистый доломит; 2 - кальцит, железистый доломит (5 %FeCO₃).

Таблица 79

Химический состав (мас. %) конгломератов Миндякского рудного поля и метасоматитов, образовавшихся при их лиственитизации.

По В.Н.Сазонову (1980)

Компоненты	1	2	3
SiO ₂	26,30	22,96	6,73
TiO ₂	0,02	0,06	0,11
Al ₂ O ₃	0,08	0,41	2,28
Cr ₂ O ₃	-	0,12	0,22
Fe ₂ O ₃	0,06	0,31	0,36
FeO	0,13	0,12	0,12
MnO	0,13	0,12	0,12
NiO	0,01	0,04	0,06
MgO	0,31	5,79	16,28
CaO	40,30	34,00	27,65
Na ₂ O	0,02	0,02	0,02
K ₂ O	0,05	0,11	0,55
P ₂ O ₅	0,05	0,05	0,05
S	-	0,02	0,02
H ₂ O ⁺	0,06	0,08	0,10
CO ₂	31,94	33,07	42,30
Сумма	99,46	100,11	100,27

Примечание. 1 - конгломерат (обломки яшмовидных образований, цемент - известковистый); 2 - кварц-доломит-кальцитовый метасоматит; 3 - лиственит (с фукситом). Установлены карбонаты: 1 - кальцит, железистый доломит (2% FeCO₃), 2 и 3 - то же (доломит с 10% FeCO₃).

Таблица 80

Химический состав (мас. %) кремнисто-глинистых сланцев, антигоритовых серпентинитов Благодатного месторождения Миндякского рудного поля и метасоматитов, образовавшихся при развитии березитизации-лиственитизации на контакте этих пород. По В.Н.Сазонову (1980)

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO ₂	47,30	29,58	29,52	37,38	36,90
TiO ₂	0,58	0,61	-	-	-
Al ₂ O ₃	12,10	11,06	0,80	0,16	0,16
Cr ₂ O ₃	0,12	0,20	0,47	0,29	0,32
Fe ₂ O ₃	2,12	2,15	1,57	0,53	4,97
FeO	6,79	7,54	3,90	3,93	5,00
MnO	0,01	0,04	0,06	0,07	0,05
NiO	0,09	0,08	0,14	0,10	0,21
MgO	14,30	21,25	23,90	32,99	34,29
CaO	4,16	3,13	7,83	2,71	0,21
Na ₂ O	0,64	0,08	0,05	0,03	0,04
K ₂ O	0,46	2,46	0,23	0,04	0,04
P ₂ O ₅	0,15	0,15	0,04	0,03	0,03
S	0,03	0,02	0,12	-	-
H ₂ O ⁺	6,83	3,21	0,22	2,60	12,45
CO ₂	3,41	17,92	32,44	19,18	5,39
Сумма	99,09	99,48	101,29	100,04	100,06

Примечание. 1 - метаморфизованный (хлорит-альбитовая минеральная фация) сланец; 2-4 - метасоматиты: кварц-серицит-хлорит-карбонатный (2), фуксит-кварц-карбонатный (3), тальк-карбонатный (4); 5 - антигоритовый серпентинит карбонатизированный и оталькованный. Установлены карбонаты: 1 - кальцит и чистый доломит; 2 - железистый доломит (6 % FeCO₃), брейнерит (14 % FeCO₃); 3 - то же (5 и 16 % FeCO₃ соответственно); 4 - анкерит (10,5% FeCO₃), брейнерит (8 % FeCO₃), 5 - брейнерит (14 % FeCO₃).

стала экономически невыгодной. Авторы же прогноза собираются вскрыть руду в интервале глубин 1,5 - 2,5 км. Ожидать, что концентрация Au в рудах (если даже таковые и будут вскрыты) с глубиной возрастет, нет никаких оснований. С учетом, что сегодня эксплуатируются только обогащенные (содержание Au 8-8,5 г/т) блоки золоторудных месторождений, можно утверждать, что у проекта Ю.В.Казанцева и др. нет реальной основы.

Таблица 81

Химический состав (мас.%) известняков, серпентинитов (глыба из отвала карьера) Благодатного месторождения Миндякского рудного поля и метасоматитов, образовавшихся при развитии лиственитизации на контакте этих пород.
По В.Н.Сазонову (1980)

Компоненты	1	2	3	4
SiO ₂	0,28	3,60	18,52	40,96
TiO ₂	0,01	0,02	0,08	0,01
Al ₂ O ₃	-	0,42	2,20	0,56
Cr ₂ O ₃	0,002	0,08	0,16	0,44
Fe ₂ O ₃	0,05	0,02	0,16	5,60
FeO	-	1,20	3,10	2,77
MnO	0,02	0,06	0,08	0,10
NiO	0,002	0,01	0,03	0,32
MgO	0,49	19,68	27,11	36,81
CaO	56,00	29,96	15,11	0,20
Na ₂ O	-	0,08	0,05	0,05
K ₂ O	-	0,05	0,05	0,05
P ₂ O ₅	0,01	0,07	0,07	0,03
S	-	0,03	0,01	-
H ₂ O ⁺	-	0,86	1,42	11,98
CO ₂	42,80	44,07	31,75	-
Сумма	99,664	100,21	99,90	99,88

Примечание. 1 - известняк; 2,3 - метасоматиты: кварц-фуксит-доломитового (2) и кварц-магнетит-доломитового (3) составов; 4 - антигоритовый серпентинит.

Установлены карбонаты: 1 - кальцит, чистый доломит; 2 - кальцит, железистый доломит (2 % FeCO₃), 3 - железистый доломит (2 % FeCO₃), железистый магнетит (3 % FeCO₃).

По данным В.Н.Сорокина (1976), в Миндякском рудном поле проявились три рудные стадии минералообразования: золотопиритовая, кварц-карбонатная и золотохалькопиритовая. В начале рудного процесса в составе первой ассоциации отлагался арсенопирит, количество которого на участке Куш-Таш настолько значительно, что здесь выделена самостоятельная золотоарсенопирит-пиритовая ассоциация.

По П.Г.Бердникову и др.(1986), поздняя ассоциация датируется поздней пермью-средним триасом (260-230 млн лет), все другие - ранним-средним карбоном (360-290 млн лет). Поздняя рудная минеральная ассоциация определяет промышленную значимость Миндякского рудного поля. Её минеральные фазы и ассоциации (халькопирит, халькопирит+самородное золото и самородное золото) образуются большей частью в кварц-карбонатных прожилках. Частицы золота встречаются чаще в парагенезисе с халькопиритом. Реже оно наблюдается в кварце и карбонате.

1. В пределах Главного коллизийного шва развиты многочисленные золоторудные месторождения преимущественно кварц-жильного типа. Нередко (см., например, описание Миндякского месторождения) они залегают в зонах серпентинитового меланжа. Причем большинство золоторудных месторождений “пережили” два этапа коллизии: ранний (С₁), в который они были сформированы, и поздний (граница С и Р), в который произошла их трансформация, порой значительная.

2. Околорудные метасоматиты золоторудных объектов Главного коллизийного шва принадлежат березит-лиственитовой формации. Большая часть рудных тел месторождений расположена над внутренней зоной метасоматитов ореола околорудных изменений. Вертикальная протяженность последней на таких объектах не превышает 350-400 м. Альбит, часто встречающийся в кварцевых жилах и метасоматитах, локализующихся над внутренней зоной, обусловлен Na – содержащими растворами, натрий в которых обусловлен выносом этого элемента при лиственитизации боковых пород на уровне развития внутренней зоны метасоматитов.

3. В зонах меланжа перемешаны блоки самых разнообразных по литологии и химическому составу пород. Этим обусловлено присутствие в рудном поле, например Миндякского месторождения, многочисленных тел биметасоматитов, промежуточных по составу между березитами и лиственитами. Выявлена парадоксальная ситуация: березит по углисто-кремнистым сланцам содержит фуксит (последний, как оказалось, имеет терригенный характер).

4. Золоторудные месторождения в пределах южного сегмента Главного коллизийного шва встречаются на протяжении более чем 150 км. В целом отмечается нарастание глубинности формирования золотого оруденения с севера на юг. Эти данные – хорошая основа для определения стратегии и тактики поисков на Au в пределах этой структуры.

5. Источник рудного вещества и рудообразующего флюида интегральный – коровый и мантийный. Часть золота поступает в раствор в процессе березитизации-лиственитизации пород. Уровень же формирования оруденения колеблется от мало- до среднеглубинного, обычно не превышает 2,5 - 3,0 км.

6. Скученность пород разнообразных комплексов в пределах Главного коллизийного шва обещает встречу с “сюрпризами”: в процессе проведения поисковых работ скученными могут оказаться также породы рудовмещающего комплекса и сами рудные текла.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПАССИВНОЙ ОКРАИНЫ КОНТИНЕНТА

МЕСТОРОЖДЕНИЕ КВАРЦЕВАЯ ГОРА

Расположено на западном склоне Среднего Урала, в Пермской области. Оно локализовано в мощной (от 40 до 60 м) зоне разлома. На месторождении развиты сланцы: кремнисто-глинистые, углисто-кремнисто-глинистые и др., а также дайки габбро-диабазов и диабазов. Кроме того, была отмечена дайка плагиогранит-порфиров. Месторождение представлено серией кварцевых жил северо-западного простирания, которые являлись предметом эксплуатации. Околорудно измененные породы объекта принадлежат березит-лиственитовой формации (Сазонов, 1984; Сазонов и др., 1986). Жилы и отчасти сопряженные с ними метасоматиты минерализованы сульфидами (редко преобладает пирит), иногда отмечалось самородное золото. Наиболее распространены пробы золота 800-880. В нем фиксируется ртуть (до 2%), медь (до 0,5%). Глубина формирования месторождения 2,5-3,5 км. Источником рудного вещества мантийно-коровый (Сазонов и др., 1986).

Для зоны разлома характерно: все породы собраны в изоклинальные складки, широкое развитие смятия и многочисленных разрывов. Складки опрокинуты на запад. Дайки габбро-диабазов и диабазов, попадая в зону разлома, подвергаются рассланцовке в контактовой части, а в центральной - разбиваются серией трещин.

Золотоносные кварцевые жилы выполняют трещины разрыва с азимутом простирания и крутым (60-70°) падением на северо-восток. Жилы косо-диагональные по отношению к сланцеватости, А.А.Иванов предложил называть "секущим" в отличие от слабозолотоносных (непромышленных) кварцевых жил, залегающих согласно со сланцеватостью боковых пород.

Все золотоносные кварцевые жилы выполняют трещины разрыва в полосе развития кварц-серицитовых сланцев. Мощность жил колеблется от нескольких сантиметров до 2 м. Форма жил весьма изменчивая: разрывы через 1-2 м смяты пережимами, иногда жила на ряд прожилков или же даек (рис. 238). Характерная черта для месторождения - расположение жил свитами. Главная из свит, представленная 7 основными кварцевыми жилами, показана на рис. 238. Кварцевые жилы располагаются вблизи диабазовых даек или между ними и ориентированы по отношению к ним косо. По плоскостям складок на месторождении происходили смещения (сдвиги) в меридиональном направлении. В связи со сдвигами образовывались трещины разрыва под острым углом к сместителям, которые предпочтительно локализовались в контактах даек и вмещающих пород. Помимо секущих продуктивных кварцевых жил, выше уже отмечалось наличие на месторождении слабозолотоносных их разновидностей, согласных со сланцеватостью боковых пород. Эти жилы, по А.А.Иванову (1948), обнаруживают отчетливую связь с трещинами скалывания.

При лиственитизации Кварцевогорских диабазов привносятся Cr, Mn, K, S, вносятся Si, Ti, Fe, Mg, Ca, Na. Остальные элементы неподвижны. Очевидно, что этот химизм "стандартен" для этого процесса, развивающиеся в кислых породах (см. Сазонов, 1984, а также табл. 82).

Околорудные изменения березит-лиственитовой формации фиксируются на месторождении Кварцевая гора не только в диабазовых, но значительно чаще в углисто-кремнисто-глинистых и углисто-кремнистых сланцах. При превращении сланцев в березиты происходит "растворение" углистого вещества, замещение глинистого вещества серицитом. Избыток Si кристаллизуется в виде кварца. При березитизации в сланцах возрастает количество серицита и карбонатов.

Метасоматоз рассматриваемых сланцев сопровождается вносом Si, Ti, Fe, Na, P, привнесом Mn, K, S, C. Такие элементы, как Al, Mg, Ca, в одних частях тел метасоматитов привносятся, в других - выносятся. Для хрома характерен привнос, но не для всех колонок. Не исключено, что главное здесь - наличие или отсутствие в исходных породах зерен акцессорного хромшпинелида; подробнее об этом см. в (Сазонов, 1994, с. 82).

В 70-х гг., когда во всех золотодобывающих районах встала "проблема" большого золота, на месторождении Кварцевая гора проведен комплекс поисково-разведочных работ с целью выявления мощных золотоносных зон минерализации в "черных" сланцах. Работами был получен отрицательный результат. Главное, что там не оказалось комплекса магматических и метаморфических (от зеленосланцевой до амфиболовой фаций) образований, развитие которых, как показали В.А. Буряк (1976) и др., приводит к существенной подвижности и в благоприятных тектонических условиях к концентрации золота метаморфогенно-гидротермального генезиса. На месторождении Кварцевая гора "черные" сланцы выполняют лишь роль вмещающих пород, как и многие другие образования: диабазы, ультрабазиты, осадочные интрузивные и др. (Березовское, Кочкарское и др. месторождения).

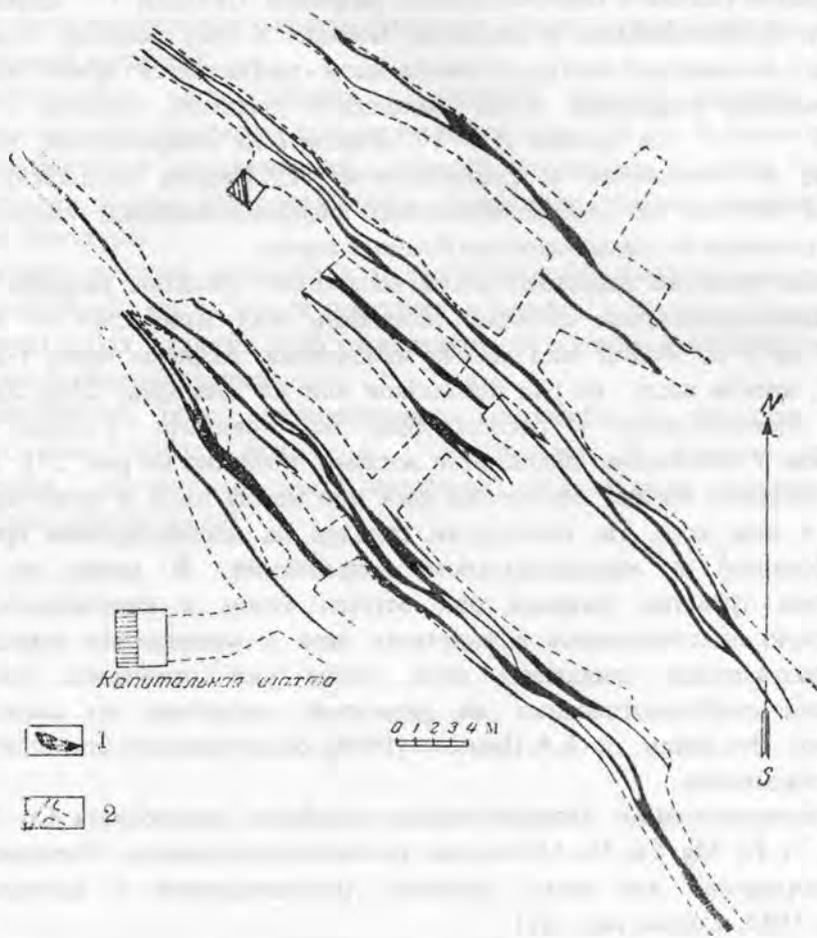


Рис. 238. План горизонта 30 м месторождения Кварцевая гора. По А.А.Иванову (1948):
1 - кварцевые жилы; 2 - контуры горных выработок

Химический и минеральный состав (мас.%) диабазов месторождения Кварцевая гора и метасоматитов, образовавшихся при лиственнитизации. По (Сазонов, 1984)

Компонент	1	2	3	4
SiO ₂	46,60	48,82	40,18	39,78
TiO ₂	1,96	1,322	0,71	0,68
Al ₂ O ₃	13,67	11,99	11,60	10,88
Cr ₂ O ₃	0,01	0,03	0,08	0,10
Fe ₂ O ₃	5,87	5,62	5,27	2,11
FeO	6,76	7,31	6,98	9,83
Fe ^{x)}	-	0,02	0,05	0,09
MgO	6,86	6,32	5,56	5,30
CaO	11,71	10,18	9,60	8,32
MnO	0,11	0,12	0,14	0,16
Na ₂ O	2,45	2,08	1,62	0,31
K ₂ O	0,06	0,74	2,86	3,82
P ₂ O ₅	0,08	0,08	0,10	0,12
S	Сл.	0,02	0,06	0,10
H ₂ O ⁺	2,82	2,68	1,56	1,68
CO ₂	0,31	7,38	13,60	16,36
Сумма	99,27	99,71	99,97	99,46
Эпидот	48,3	0	0	0
Хлорит	22,5	18,8	0	0
	23,4	19,1	13,5	0
Карбонат ^{xx)}	1,9	20,5	27,9	35,7
Серицит	0	8,6	33,6	42,5
Кварц	2,9	36,0	25,0	21,8

Примечание. 1 – метаморфизованный (эпидот-хлоритовая фация) диабаз; 2 – кварц-серицит-альбит-хлорит-карбонатный метасоматит; 3 – кварц-серицит-альбит-карбонатный метасоматит; 4 – кварц-серицит-карбонатный метасоматит (лиственит).

^{x)} Количество железа, связанного с серой в пирите

^{xx)} Установлены карбонаты: 1 - кальцит; 2 - кальцит и железистый доломит (7,9 % FeCO₃); 3 - анкерит (13,7 % FeCO₃); 4 - железистый доломит (8,4 % FeCO₃) и медистый (31,9 % FeCO₃)

В главе суммированы данные, накопившиеся к настоящему времени по проблеме и «рассеянные» по различным, включая фондовые, источникам. Укажем, что содержание золота в пробах горных пород, руд и минералов определено нейтронно-активационным (чувствительность 1 мг/т) и полярографическим с накоплением на графитовом электроде (чувствительность 0,01 мг/т) методами. Материал изложен в такой последовательности: сначала рассматривается распределение золота в горных породах структурно-вещественных комплексов различных геодинамических обстановок (рифтогенной, океанической, островодужной, образования наложенных вулканоплутонических поясов), а затем – в продуктах их трансформации (метаморфизма, в том числе приразломного, метасоматоза и рудообразования).

Распределение золота в нетрансформированных структурно-вещественных комплексах

Золотоносность осадочного и интрузивного рифтогенных комплексов. По данным работы (Сигов, Ромашова, 1987), в рифейских осадочных образованиях западного склона Урала золото содержится в количестве 25 кларков (107,5 мг/т). Нашими данными (табл.83) столь высокие концентрации этого металла в породах рифтогенной зоны не подтверждаются, но тем не менее они значительно больше по сравнению с определенными в нетрансформированных структурно-вещественных комплексах океанической и островодужной геодинамических обстановок. И только вулканы и плутониты андезитовидных наложенных вулканоплутонических поясов (активная континентальная окраина) концентрируют этот металл в количестве, сопоставимом с таковым в базальтоидах и гранитоидах зоны рифтогенеза.

Различие наших материалов с данными указанных исследователей по золотоносности рифтогенных образований обусловлено, как нам представляется, только тем, что они пользовались «грубым» методом определения золота в пробах горных пород, а именно пробирным.

А.П.Сигов полагает, что колоссальные массы рифейских пород, переплавившись в «эвгеосинклинальной» зоне, отдали свое золото в гидротермальные золоторудные месторождения. Такая схема кажется нам слишком упрощенной, так как существование рифейских пород в пределах большинства площадей распространения собственно золоторудных и золотосодержащих месторождений в настоящее время не доказано.

Таблица 83

Содержание золота в некоторых породах осадочного и интрузивного рифтогенных комплексов (мг/т). По (Сазонов, 1988)

П о р о д а	Кол-во проб	Содержание золота		
		среднее	от	до
Углеродо-глинистые сланцы черносланцевой формации	15	17,1	6,3	22.1
Песчаники кварцевые и полевошпатово-кварцевые	25	27.0	1.6	121.0
Диабазы и габбро-диабазы	24	6.7	3.1	18.9
Тоналиты, кварцевые диориты	16	6.3	3.6	8.9

Содержание золота в стратифицированных ультрабазитах, мг/т.
По (Волченко, 1987)

П о р о д а	Кол-во проб	Содержание золота		
		среднее	от	до
Аподунитовые серпентиниты	34	3.5	0.3	16.4
Апогарцбургитовые серпентиниты	50	2.1	0.3	5.8
Хромит-оливиновые породы	18	5.7	0.3	22.8
Габбро	2	1.3	0.3	2.3
Диабазы, пикрит-диабазы	8	5.0	2.2	9.6
Ультрабазиты катаклазированные и рассланцованные	40	16.5	0.3	330.0
Габбро-диабазы	4	65.0	10.0	100.0

И, кроме того, мы не представляем сейчас масштабов и характера трансформации структурно-вещественных комплексов рифея даже в самой рифтогенной зоне. Можно утверждать, что потенциальные возможности для формирования золоторудных объектов в зоне рифтогенеза есть (имеется в виду высокий уровень золотоносности горных пород, в том числе относящихся к черносланцевой формации). Однако в этой зоне отсутствовали агенты экстракции, мобилизации и концентрации золота в виде высокоградиентного (до уровня амфиболовой фации) метаморфизма и интенсивно проявленного магматизма. Указанные процессы здесь получили развитие, но незначительное, что обусловило формирование лишь золотопроявлений метаморфогенно- и магматогенно-гидротермального типов.

Золотоносность стратифицированных габбро-ультрабазитовых комплексов. Оценим распределение золота в позднерифейских ультрабазитах Сарановского рудного узла, где расположен ряд связанных с ними месторождений и рудопроявлений хромитов (табл.84). Ранняя серпентинизация (лизардитизация) распределение золота не меняет. Среднее содержание этого металла в сарановском ультрабазитовом комплексе составляет 3,2 мг/т (по 104 пробам). Столь же мало (1,3-5,0 мг/т) оно в габброидах, диабазах, сопряженных с ультрабазитами, или, во всяком случае, сопоставимых с ними по возрасту. Резко возрастает содержание металла в ранне-позднедевонских дайках габбро-диабазов (10-100 мг/т), рассекающих комплекс ультрабазитов, а также в катаклазированных, рассланцованных и обычно измененных метаморфическими и метасоматическими процессами ультрабазитах (до 330 мг/т, см. табл. 84). Заметим, что повышенная концентрация золота в палеозойских дайках габбро-диабазов, очевидно, является характерной особенностью для всего Урала. Так, в южном сегменте этой части региона (район Авзянского рудного поля) золото установлено в количестве первых десятков миллиграммов на 1 т. В пиритизированных разностях этих пород оно достигает 100-525 мг/т. Подчеркнем, что с указанными диабазами и габбро-диабазами сопряжены проявления золотосульфидного типа. Однако большая часть последних сопряжена с субвулканитами средне-кислого состава. Устанавливается определенная закономерность породы – производные мантии (гипербазиты, базальты, габбро, габбро-диабазы, дациты и риолиты) – тем более золотоносны, чем в большей мере загрязнены коровым материалом. И еще. Если докембрийские габбро-диабазы сарановского комплекса являются толеитовыми малокалиевыми (содержат первые десятые доли процента калия) образованиями, то палеозойские их аналоги относятся к кали-натровой серии (содержание суммы щелочей, по нашим данным 2,86-8,39 мас.%).

Золотоносность альпинотипных ультрабазитовых комплексов. В гарцбургитах и хромитоносных дунитах комплекса золота 3-4 мг/т, в породах дунит-верлит-клинопироксенитового краевого полосчатого комплекса его 2-3 мг/т, а в контактовых зонах тел дунитов среднее содержание этого металла 11 мг/т. Ю.А.Волченко показал, что причина этого кроется в развитии здесь относительно слабозолотоносной сульфидной минерализации. Среднее содержание металла в несульфидизированных дунитах 4 мг/т (по выборке из 90 анализов). Максимальное (до 100-200 мг/т) количество золота в альпинотипных ультрабазитовых комплексах Урала отмечено в габбро-пикритах, связанных с ними медно-сульфидных проявлениях, а также в амфиболизированных клинопироксенитах краевого полосчатого комплекса.

Золотоносность зональных ультрабазитовых комплексов. Эти комплексы, как известно, расположены в Платиновом поясе Урала. Они полихронны и полигенны. По (Волченко, 1987), в их составе необходимо выделять дунит-клинопироксенит-тылаитовые серии, представляющие собой фрагменты древнего переходного слоя, подстилающего разрез, и ферроклинопироксенит-габбровые серии квазиplatformенного периода. Первые серии отличаются низкой золотоносностью (см. табл.84), вторые - характеризуются большей золотоносностью и более неравномерным распределением металла по сравнению с первыми сериями (табл. 85). Максимальные содержания золота характерны для фронтальных и тыловых сегментов этих серий, где развита сульфидная минерализация. В метасоматически преобразованных породах этих серий Ю.А.Волченко установлено акцессорное палладийсодержащее (до 3 мас.%) золото. Кроме палладия, в нем фиксируются медь и ртуть.

Подводя итог, отметим, что уровень концентрации золота (2-5 мг/т) в океанических ультрабазитах и базитах весьма низок. Усложнение характера его распределения в стратиформных, альпинотипных в зональных комплексах обусловлено процессами их трансформации в коре под воздействием интрузий квазиplatformенной стадии.

Золотоносность толеитовых серий. По (Язева, Бочкарев, 1990), толеитовые серии наиболее полно представлены продуктами инициального вулканизма в раннем и среднем ордовике, раннем силуре и среднем девоне. Это близкие к океаническим основные эффузивы терригенно- и кремнисто-спилит-диабазовой формаций, пакеты диабазовых даек, а также подушечные лавы спилитов, туфы и дайки натриевых дацитов и риолитов из колчеданосных комплексов, сопоставимые с дифференцированными сериями современных островных дуг.

Таблица 85

Содержание золота в зональных ультрабазитовых комплексах, мг/т.
По (Волченко, 1987)

Порода	Кол-во проб	Содержание золота		
		среднее	от	до
Дуниты, верлиты, оливиновые и оливинсодержащие клинопироксениты (1)	25	2.4	0.3	4.7
Магнетитовые пироксениты, оливиниты, верлиты (2)	67	2.3	0.3	9.4
Амфиболизированные и плагиоклазированные пироксениты	37	31.3	1.7	351.0
Метасоматиты по (1)	13	43.6	0.3	184.0
Метасоматиты по (2)	31	114.6	3.0	2300

Все уральские натриевые толеиты по уровню концентрации золота близки к океаническим. В последних среднее содержание золота 0,6 мг/т (нижний предел 0,08

Содержание золота в базальтоидных комплексах Урала, мг/т
По (Салихов, Бердников, 1985; Язева, Бочкарев, 1990)

Формация	Комплекс	Породы	Кол-во проб	Содержание золота		
				среднее	от	до
Липарит-лейкобазальтовая	Енганэпейский (R ₃)	Базальты	11	4.7	3.1	5.7
		Андезиты	14	5.3	2.1	10.0
		Липариты	10	3.3	2.2	6.5
Терригенно-спилит-диабазовая (O ₂)	Хараматолоуский Поляковский	Спилиты	10	2.1	0.51	3.7
		- « -	17	3.4	-	
Спилит-кварц-альбитофировая	Валенторский (S ₁)	- « -	10	1.3	0.67	2.5
		Кератоспилиты	10	2.0	0.61	3.2
		Дациты	10	3.0	2.1	4.2
	Карамалыташский (D _{2e})	Спилиты	15	2.5	0.52	6.8
		Кератоспилиты	5	2.7	1.4	4.7
		Дациты	16	2.5	1.4	5.6
Базальт-порфиритовая	Ирендыкский (D _{1,2})	Базальты	35	3.9	-	
Трахит-базальтовая	Туринский (S ₂ -D ₁)	Трахиты	11	4.7	2.0	10.0
Андезит-базальтовая	Колтубанский (D _{3f})	Базальты	11	3.7	-	
Липарит-базальтовая, осиповский (C ₁)	Березовский (C ₁)	- « -	15	2.7	-	
		Долериты	12	4.6	2.4	5.9
Базальт-трахибазальтовая	Воронцовский (P ₃)	Базальты	11	9.4	1.3	27.0
	Протеробаз-диабазовый (C ₂ -P)	Диабазы	45	12.8	-	

мг/т). Андезитовые дифференциаты толеитов – керсантиты, для которых характерны повышенная железистость и большее содержание золота, чем в базальтах (табл. 86).

Кислые же эффузивы обычно не отличаются от более основных, лишь иногда концентрируя металл в незначительно повышенном количестве. В целом по 8 уральским комплексам океанических базальтов получено среднее содержание золота 2,4 мг/т (на основе 93 проб). То есть структурно-вещественные комплексы океанической и островодужной стадий концентрируют золото во вполне сопоставимых количествах.

В рифейских толеитовых риолитах (енганэпейский комплекс) и их производных содержание золота колеблется от 2.1 до 10.0 мг/т. Судя по средним содержаниям (см. табл. 86), эти вулканы вдвое богаче золотом, чем инициальные натриевые их разности. Некоторое повышение концентрации золота с переходом от базальтов к андезитам объясняется, с учетом сидерофильных свойств этого металла, большей железистостью последних. Разновозрастные калинатровые толеиты Урала вполне сопоставимы по золотоносности (табл. 87).

Высокозолотоносные (9,4-12,8 мг/т) дайкаты базальтового состава выделены в Магнитогорской мегазоне в качестве протеробаз-диабазовой формации и в Ауэрбаховском рудном районе (девонский андезитоидный вулcano-плутонический пояс, Северный Урал).

Золотоносность известково-щелочных серий. Образования этих серий появляются в островных дугах и на активных континентальных окраинах. Количество калия в породах этих серий по сравнению с таковым в образованиях толеитовых серий возрастает, достигая 3,5 мас.%. Аналогичным образом ведет себя и золото. В разрезе уралид вулканы рассматриваемых серий появляются в колчеданосных районах восточного склона Урала вслед за изливанием натриевых толеитов. Они представлены малокалиевыми андезитовыми пирокластами, плагиориолитами, спекшимися туфами, а также порфиоровыми базальтами, объединяемыми (Язева, Бочкарев, 1990) в андезит-дацитовую формацию (пландовери-венлок в Тагильской мегазоне, живет – в Магнитогорской). С этими вулканами и субвулканами (последние иногда преобладают) в регионе сопряжены колчеданно- и золотополиметаллические месторождения (Сазонов, 1988).

Распределение золота в эффузивах андезит-дацитовой формации следующее. В андезитах и риолитах концентрация его менее 3 мг/т: в девонских эффузивах улутауского комплекса (Южный Урал), несколько более калиевых, чем силурийские Тагильской зоны (Средний и Северный Урал), она слегка повышена (см. табл. 87). Удивительно, что она остается меньше, чем кларк, несмотря на то, что этим породам свойственна металлогеническая специализация на золото.

Максимальное развитие известково-щелочной магматизм получил на Урале в базальтоидных и андезитоидных вулcano-плутонических поясах континентальной окраины (Нечеухин и др., 1986), формировавшихся с позднего силура по среднекаменноугольный период включительно. Вулканы базальтоидных поясов представлены эффузивами базальт-порфирировой, трахит-базальтовой и андезит-базальтовой формаций, а также комагматичными им габбро, кварцевыми диоритами и сиенитами. Среднее содержание золота в базальтах 3,7, в андезитах 4,7 мг/т.

Андезитоидные вулcano-плутонические пояса Урала представлены эффузивами андезитовой (сильно преобладают), базальт-андезитовой и трахиандезитовой формаций. Плутониты этих поясов относятся к габбро-диорит-гранодиоритовой и тоналит-гранодиоритовой формациям. От ранних комплексов вулканы и плутонитов к поздним и соответственно от малокалиевых к нормально калиевым и субщелочным содержание золота нарастает (от 0,3 – 1,2 до 7,7 мг/т; см. табл. 87). Максимальные концентрации (до 12 мг/т) свойственны среднедевонским гранодиорит-порфирам, с которыми сопряжена золотоносная медно-порфировая минерализация.

Рассмотрим золотоносность плутонических фаций позднепалеозойских гранитоидных поясов. Базироваться будем на тоналит-гранодиоритовой и гранитной формациях. Материал по первой из них многочисленный и противоречивый. Так,

Таблица 87

Содержание золота в андезитоидах и андезитоидных комплексах Урала, мг/т
По (Язева, Бочкарев, 1990)

Формация	Комплекс	Породы	Кол-во проб	Содержание золота		
				среднее	от	до
Андезит-дацитовая	Павдинский (S ₁₋₂)	Андезиты	10	2.3	1.5	3.6
		Липариты	10	2.8	0.84	5.8
	Улутауский (D _{2zv})	Андезиты	10	2.7	1.4	5.3
		Липариты	10	2.5	1.6	3.4
Андезит-тоналитовая	Мичуринский,	Андезиты	14	2.2	0.3	3.1
	Катенинский (S ₂)					
	Нижнесанарский (D ₁)	Тоналиты	10	4.3	2.6	5.4
	Юртым-Соинский (D _{1p})	Андезиты	11	1.2	1.0	1.5
	Лагортинско-Кокпельский (D ₁)	Тоналиты	10	5.8	3.4	19.0
	Тэрэнский (D _{2e})	Андезиты	12	2.8	0.8	7.8
	Элькошорский (D ₃ -C ₁)	Базальты	10	3.0	0.7	4.2
	Кевсоимский (D ₃)	Трахиандезиты	10	7.7	4.1	10.0
	Конгорский (D ₃ -C ₁)	Монцодиориты	10	8.2	0.8	15.0
	Красногурьинский (D _{1p})	Андезиты	23	3.6	0.51	8.1
	Взвозный (D _{2e})	Шошониты	8	4.1	2.1	12.0
	Сухоложский (D _{2e})	Андезиты	10	3.1	2.1	4.1
	Александровский (C ₁)	- « -	10	4.3	2.2	6.4
	Карамысовский (C ₁)	Диоритовые порфириды	10	4.5	4.0	4.8
	Милютинско-Михайловский (C ₁)	Тоналиты	10	15.0	4.0	50.0
	Кабанский (C ₁)	Трахиандезиты	11	3.5	2.8	4.3

согласно (Грабежев и др., 1996), среднее содержание золота по ряду массивов Среднего и Южного Урала 3,2 мг/т (от 1 до 7 мг/т). То есть по уровню золотоносности эти массивы близки к некоторым массивам гранитной формации, в которых, по (Бушляков, 1971; Грабежев и др., 1986), среднее содержание золота такое же. Шарташские гранитоиды, по данным (Грабежев и др., 1986), концентрируют золото в количестве от 1 до 7 мг/т, в среднем 2,7 мг/т (табл. 88).

Таблица 88

Содержание золота в раннекаменноугольных гранитоидах тоналит-гранодиоритовой формации, мг/т

Массив, порода	Кол-во проб	Содержание золота		
		среднее	от	до
Шарташский, первый интрузивный комплекс				
Крупнозернистый адамеллит	48	8.1	1.09	20.8
Крупновкрапленный адамеллит	6	6.6	1.21	48.7
То же, второй интрузивный комплекс				
Среднезернистый адамеллит	36	5.8	1.16	20.6
Адамеллит-порфир	28	6.1	1.19	20.4
То же, третий интрузивный комплекс				
Мелкозернистый адамеллит	38	6.1	1.17	14.7
Мелкозернистые гранитоиды (дайки)	17	8.5	1.93	18.9
Гранодиорит-порфиры	11	7.3	1.70	39.0
Аплит, пегматит	15	9.4	0.6	24.0
Среднее по массиву	199	7.1		
Шарташский, гумбеиты	5	2.9	0.6	39.0
Кедровский, Диориты, гранодиориты.				
Адамеллиты	11	3.4	2.0	7.0
Адамеллит-порфиры	8	3.8	2.0	7.0
Каменский, Гранодиориты	8	2.5	1.0	5.0
Биотитовые граниты	4	2.7	1.0	5.0
Лейкограниты	4	2.9	2.0	4.0
Среднее по гранитоидным формациям	237	6.4		

Однако по другому источнику (Куруленко, 1980), эти гранитоиды содержат золота вдвое больше указанной средней величины (табл. 89). Последнее согласуется с данными других исследователей по ряду массивов: Верхисетскому - 7 мг/т, гранодиориты (Бушляков, 1971), Айдырлинскому, Еленовскому - 6,8 мг/т, тоналиты, гранодиориты (Самаркин, Самаркина, 1982), Михайловскому - 15 мг/т, кварцевые диориты (Ксенофонтов, Давыдов, 1986). Надежность данных (Куруленко, 1980) подтверждается расчетом минеральных балансов золота с удовлетворительными суммами в шарташских гранитоидах. Учитывая это, а также то, что выборки анализов на золото по различным массивам гранитоидов в (Грабежев и др., 1986) несравненно более представительны, чем в (Куруленко, 1980), мы полагаем, что материалы (Куруленко, 1980) можно использовать при характеристике золотоносности шарташских гранитоидов. Но тогда можно говорить не только о металлогенической (с этими гранитоидами связана золоторудная минерализация промышленных масштабов), но и о геохимической специализации этих гранитоидов на золото.

Содержание золота в позднепалеозойских гранитах гранитной формации, мг/т
По (Грабежев и др., 1986)

Массив, порода	Кол-во проб	Содержание золота		
		среднее	от	до
Адуйский,				
Биотитовые граниты	6	3,2	1	6
Двуслюдяные граниты	16	2,3	1	5
Пегматоидные граниты	6	2,3	1	6
Метасоматиты	4	2,6	1	5
Карасьевский,				
Биотитовые граниты	4	1,9	1	3
Двуслюдяные граниты	1	1,0	-	
Юго-Коневский,				
Аляскиты	3	1,7	1	2
Околорудные метасоматиты редкометаллических проявлений	11	2,2	1	5
Санарский,				
Двуслюдяные граниты	2	3,2	2	4
Ватихский,				
Биотитовые граниты	5	2,5	1	4
Лейкократовые граниты	4	3,8	1	8
Мурзинский,				
Биотитовые граниты	10	2,7	1	9
Лейкократовые граниты	11	1,7	1	3
Акакульский,				
Граниты и пегматиты	10	1,4	1	2
Джабык-Карагайский,				
Биотитовые граниты	16	1,6	1	4
Лейкократовые граниты	19	1,3	1	2
Пегматиты	4	2,3	1	4
Челябинский,				
Двуслюдяные граниты	5	1,5	1	2
Гаевский,				
Биотитовые граниты	9	2,0	1	6
Лейкократовые граниты	5	1,1	1	8
Пегматиты, аплиты	6	1,3	15	5
Среднее	69	1,9		

Очевидно, то же самое можно сказать и о гранитоидах, содержание золота в которых сопоставимо с таковым в гранитоидах Шарташского массива. Подобные массивы описаны и в других регионах, например, в Кузнецком Алатау (Коробейников, 1980), Монтане (Mantei, Brawnlow, 1967). Возможность специализации гранитоидов на золото показана экспериментально (Рябчиков, 1977).

Шарташские гранитоиды отличаются "мантийным" стронций-рубидиевым отношением. И, видимо, не случайно они имеют повышенную основность (Sazonov, Smirnov, 2000). Выше показано, что за счет ассимиляции гранитным расплавом базальтоидного материала гранитоиды специализированными на золото стать не могли. Но тогда правомерно предположить, что их специализация определилась повышенным содержанием золота в терригенном субстрате, в котором зарождался расплав, а также повышенной основностью последнего в связи с влиянием на него образований мантийного типа в период генерации.

Нормальные микроклиновые граниты Урала отличаются низким (1,9 мг/т) содержанием золота (см. табл. 89). В отдельных массивах оно возрастает до 3,2 – 9 мг/т. В настоящее время имеется большой материал (геологический и экспериментальный), свидетельствующий о рассеивании золота в процессе становления массивов нормальных микроклиновых гранитов. Очевидно, поэтому мы не знаем месторождений золота, генетически связанных с такими массивами. Однако с некоторыми из них пространственно ассоциирует золотооруденение прожилково-вкрапленного типа (Огородников, 1987). Его отличительные черты: контроль глубинными разломами, связь с хрусталецной кварц-жильной минерализацией (последняя развита гипсометрически выше первого), послегранитный возраст.

Монцитит-гранитная формация в целом более золотоносная, чем гранитная (см. табл. 89 и Грабежев и др., 1986). Причем количество золота во всех магматитах формации сопоставимо и колеблется в пределах от 1 до 8 мг/п. При метасоматическом изменении гранитов (альбитизация, грейзенизация) золото неподвижно.

Распределение золота в трансформированных структурно-вещественных комплексах

Выше уже отмечалось, что концентрация золота в ультрабазитовых комплексах низка. В нетрансформированных ультраосновных породах его количество не превышает 2 – 3 мг/т, что подтверждено недавними специализированными прецизионными исследованиями (Аношин, 2000). Ранняя площадная серпентинизация (лизардитизация) к перераспределению Au не приводит; антигоритизация же, как показано на примере зональных ультрабазитовых комплексов (Волченко, 1987) и золоторудных месторождений хлограпитового типа (Сазонов, 1992) сопровождается концентрацией этого элемента. Количество его в антигоритовых серпентинитах по сравнению с исходными породами повышается в 100 раз и более (ср. табл. 84, 85, 90, 91); в раздробленных и рассланцованных серпентинитах (антигоритовых) зон разломов концентрация Au увеличивается до трех порядков, иногда больше.

В.Н.Сазонов (1985) установил, что щелочные гидротермально-метасоматические процессы (антигоритизация, актинолитизация, хлограпитизация, хлоритизация и др.) приводят к концентрации в породах-эдуктах золота. При кислотном выщелачивании последнее выносится (Сазонов, 1984). Однако, если анализировать колонки березитизации-лиственнитизации - производные этого процесса, то можно прийти к выводу о двойственном (возможны вынос и привнос) поведении этого элемента. Причина такой двойственности объяснена с позиции двухэтапного (ранний - кислотный, поздний - щелочной) развития этого процесса. Напомним, что в ранний этап золото выносится, а в поздний - концентрируется (Сазонов, 1975).

Метаморфизм зеленосланцевой фации и пропилитизация пород приводят к концентрации золота (см. табл. 90, 91). Степень концентрации достигает десятков и даже первых сотен кларков. Большинство золоторудных месторождений Урала приурочены к площадям развития зеленосланцевого метаморфизма (Левитан, Берзон, 1984; Сазонов, 1975, 1984). Обусловлено это двумя основными причинами: 1) близостью РТ-параметров развития метаморфитов этой фации и золоторудных месторождений кварц-жильного типа и особенно их околорудно измененных пород, в большинстве принадлежащих к березит-лиственнитовой формации (Сазонов, 1984); 2) повышенным уровнем концентрации золота в породах зеленосланцевой фации. В (Сазонов, 1975, 1984) показано, что при развитии золоторудных месторождений кварц-жильного типа, сопряженных с березитами-лиственнитами, золото экстрагируется из боковых пород (эдуктов) и является одним из источников этого металла, отложенного позднее в жилах. В связи со сказанным трансформированные ультрабазиты, метаморфиты зеленосланцевой фации в целом можно рассматривать как промежуточные коллекторы золота.

Рассмотрим уровень золотоносности пород, распространенных в пределах площади развития оруденения светлинского типа (см. главу 6). В целом он отчетливо

Содержание золота в горных породах рудовмещающего комплекса
золоторудных полей, мг/т. По (Золото..., 1993)

Порода	Кол-во проб	Содержание золота		
		среднее	от	до
1	2	3	4	5
Зона развития океанических и островодужных образований с золотохлограпитовыми и золотосульфидными месторождениями				
Антигоритизированный гарцбургит	16	3.2	0.5	6.2
Антигоритовый серпентинит	10	220.0	83.0	636.0
Апосерпентинитовая тальк-карбонатная порода	10	82.0	64.0	110.0
Апосерпентинитовый лиственит	10	27.0	22.0	35.0
Эпидотизированное микрогаббро	10	20.1	6.2	34.2
То же, лиственитизированное	10	5.3	4.2	6.8
Габбро-диабазы и диабазы	18	5.1	2.3	9.7
Базальт (эпидот-хлоритовая минеральная фация)	15	11.9	4.6	22.0
То же, лиственитизированный (фация с хлоритом)	10	18.1	10.3	26.2
То же, лиственитизированный (фация без хлорита)	10	22.2	16.5	28.3
Лиственит по базальт-андезитам	10	9.7	8.3	12.6
Хлоритолит по базальт-андезитам	10	119.2	14.4	440.0
Существенно серицитовый метасоматит по той же породе	10	54.5	32.0	72.8
Известняк	10	5.2	4.6	8.7
То же, доломитизированный	10	5.2	4.3	8.6
То же, минерализованный	10	74.6	22.4	143.0
Сланцы кремнисто-глинисто-углеродистые	23	6.7	4.8	9.7
Андезитоидные вулcano-плутонические пояса с месторождениями золота кварц-жильного типа				
Пироксенит	19	2.6	1.9	15.2
То же, антигоритизированный, отчасти актинолитизированный	8	7.1	4.9	10.4
Пироксенит оталькованный, карбонатизированный	16	4.3	2.1	5.0
Антигоритовый серпентинит по гарцбургиту	12	6.8	1.8	129.0
Карбонат-хлоритовая апосерпентинитовая порода	12	6.1	2.0	18.8
Тальк-карбонатная апосерпентинитовая порода	16	6.7	1.7	20.8
Лиственит по серпентиниту	15	7.2	2.3	41.0
Габбро	17	3.1	2.4	6.2
То же, эпидотизированное и хлоритизированное	12	4.4	1.2	9.2
Габбро хлоритизированное	11	6.3	3.9	9.8
Габбро лиственитизированное	13	5.2	2.3	12.8
Лиственит по габбро	11	6.1	2.8	9.3

1	2	3	4	5
Габбро-диорит пропилитизированный	11	6.3	3.8	8.6
Диабаз	70	6.2	3.9	31.2
Диабаз эпидотизированный	23	21.5	3.9	21.5
Диабаз лиственитизированный (фация с хлоритом)	13	5.6	4.8	6.7
Лиственит по диабазу	13	1.5	1.1	4.0
Кварц-серицитовый метасоматит по диабазу	13	3.6	3.2	3.7
Скарн эпидот-гранатовый по базальтовому вулканиту	13	4.3	1.2	9.6
Базальты метаморфизованные (актинолит-эпидотовая минеральная фация)	10	6.2	4.3	10.2
То же, лиственитизированный (бесхлоритовая фация)	11	8.2	3.2	19.1
Лиственит по базальтам	11	12.2	8.4	22.8
Туф базальт-андезитового состава	17	4.3	.2	5.2
То же, метаморфизованный (актинолит-эпидотовая фация)	18	14.4	1.8	40.8
То же, эпидот-хлоритовая минеральная фация	13	17.3	2.6	150.0
Лиственитизированный вулканист базальт-андезитового состава (хлоритовая фация)	18	20.8	2.6	67.5
То же (бесхлоритовая фация)	5	18.3	4.0	38.9
Лиственит по вулканисту базальт- андезитового состава	7	32.7	2.8	132.0
Базальт-андезиты метаморфизованные (актинолит- эпидотовая минеральная фация)	14	8.9	1.8	50.9
То же, лиственитизированный	18	4.6	1.7	12.2
Лиственит по базальт-андезитам	15	35.7	3.8	132.0
Андезит андезит-дацитовый формации	22	3.0	2.4	3.2
Риолит той же формации	14	3.3	2.2	4.0
Гранитоиды тоналит- гранодиоритовой формации	36	8.2	0.8	11.7
То же березитизированные	11	10.8	1.5	21.8
Плагиигранит габбро-гранитной формации	58	4.1	1.0	12.1
Гранитоид-порфиры	20	5.4	1.8	15.8
Рифтогенная зона (западный склон Урала)				
Углисто-глинистые сланцы	5	20.0	15.1	23.0
То же, со слабой сульфидной минерализацией	4	130.0	509.0	162.0
Полевошпат-кварцевые песчаники	6	3.0	1.6	11.5
Углисто-кремнисто-глинистые сланцы	15	17.1	6.3	22.1
Полимиктовые песчаники	25	27.0	1.6	121.0
Диабазы, габбро-диабазы	24	6.7	3.1	18.9

Содержание золота в породах, развитых в рудных полях с золоторуденением нетрадиционных типов, мг/т. По (Золото..., 1993)

Порода	Кол-во проб	Содержание золота		
		среднее	от	до
1	2	3	4	5
Золоторудное поле светлинского типа				
Гранодиорит	12	3.5	2.7	4.6
Гранит	7	1.4	1.2	3.3
Туф андезит-базальтового состава	10	6.2	3.8	24.6
Туфопесчаник	6	8.1	6.2	12.3
Песчаник	10	5.6	1.4	13.8
Алевропесчаник, алевролит	16	8.3	0.7	17.0
Мрамор	10	2.6	0.9	9.0
Доломит	5	7.2	1.8	56.0
Углисто-кремнисто-глинистый сланец	24	15.3	2.0	34.8
Гнейс биотитовый и амфибол-биотитовый	10	9.1	2.6	20.7
Амфиболит	10	5.5	2.2	13.9
Антигоритовый серпентинит по гарцбургиту	10	11.9	1.0	43.0
Амфибол-биотитовый сланец	11	11.3	1.6	40.1
Амфибол-хлоритовый сланец	10	12.0	9.1	19.0
Кварц-биотитовый сланец	43	5.9	0.9	35.0
Кварц-серицит-бититовый сланец	10	5.1	1.4	13.9
Хлорит-серицитовый сланец	15	13.6	2.1	106.0
Кварц-серицитовый сланец	42	8.3	0.9	70.0
Карбонат-кварцевый метасоматит	3	4.0	1.6	7.2
Золоторудное поле воронцовского типа				
Базальты воронцовского комплекса	11(a)	9.4	1.3	27.0
Андезиты краснотурьинского комплекса	23 (a)	3.6	0.51	8.1
Шошониты взвозного комплекса	8 (a)	4.1	2.1	12.0
Габбро	1	3.9	-	
Габбро-диорит	1	5.0	-	
Диорит	2	1.8	1.6	2.1
Диорит пропицитизированный	1	2.4	-	
Кварцевый диорит	1	1.8	-	
Гранодиорит	1	1.6	-	
Березит-лиственит по габбро-диориту	3	8.5	2.8	19.4
Кварц-карбонатная жила в листвените по габбро	1	42.0	-	
Диабазы лиственитизированные	1	3.1	-	
Базальт (дайка) лиственитизированный	1	2.6	-	
Андезит-базальты	1	3.3	-	
То же, пропицитизированный	1	2.4	-	
То же, но еще лиственитизированный	1	2.5	-	

1	2	3	4	5
Туф андезит-базальтового состава пропилитизированный	1	2.4	-	
Лампрофир пропилитизированный	1	2.7	-	
Скарн гранатовый	1	7.8	-	
То же, с магнетитом	1	2.1	-	
Эпидозит	2	2.7	2.4	3.0
Сульфиды из скарново-магнетитовой руды	1	920.0	-	
Халькопиритовый концентрат из той же руды	1	1130.0	-	
Кварц-карбонат-хлоритовый метасоматит эпидотизированный	2	3.0	2.4	3.7
То же, с пиритом	2	2.5	2.2	2.7
Кварц-серицитовый метасоматит по туффиту	1	2.6	-	
То же, по андезитовому порфириту	1	7.1	-	
Известняк мраморизованный	1	1.2	-	
То же, тремолитизированный	1	23.4	-	
Известняк доломитизированный	1	0.9	-	
Известняк эпидотизированный с пиритом	1	370.0	-	
Известняк доломитизированный пиритом	1	1.4	-	
Известняк джаспероидизированный	1	8.3	-	
Сульфиды из джаспероида	1	243.0	-	
Обломок известняка из рудной зоны с аурипигментом	1	84.2	-	
То же, за пределами рудной зоны	1	1.1	-	
Андезитоидный цемент известняковой брекчии	1	2820.0	-	
Калишпат из калишпатизированного андезита	1	1.0	-	
Пирит из кварц-серицитового метасоматита по андезиту	1	84.4	-	
Пирит мелкозернистый из кварц-серицитового метасоматита по х-порде	1	705.0		
То же, пирит в виде пентагондодекаэдра	1	1640.0	-	

повышенный (табл. 92). Это обусловлено, видимо, двумя причинами. Первая - повышенное количество Au в разнообразных терригенных породах, включая углеродистые сланцы; вторая - возможная миграция этого элемента из зон развития метаморфизма амфиболитовой фации в таковые зеленосланцевой (Буряк, 1982; Сазонов, Попов, Григорьев и др., 1989), а также из внешних зон развития приразломного метаморфизма-метасоматоза во внутренние (Болтыров, 1980; Сазонов, Попов, Григорьев и др., 1989).

Теперь кратко рассмотрим, какую роль играет углеродистое вещество в концентрации золота? На Светлинском месторождении углеродистые сланцы отличаются повышенным (15,3 мг/т, см. табл. 93) средним содержанием Au и существенными вариациями (2,0 - 34,0 мг/т) его концентраций. Однако минимальное содержание (2,0 мг/т) этого элемента здесь ниже кларкового. Оно сопоставимо с

количеством (2,1 - 3,6 мг/т) золота, заключенного в углеродисто-глинисто-кремнистых сланцах, значительно (3-100 км) удаленных от названного месторождения (Баранников, 1987; Сазонов, Попов, Григорьев и др., 1989). Отсюда следует, что углеродистые породы района на золото специализированы слабо или не специализированы вовсе. В таком случае, почему золотооруденение развито главным образом в углеродистых породах терригенной толщи? Очевидно, что в породах, претерпевших зеленосланцевый метаморфизм, углеродистые вещества могут играть роль только осадителя золота, но не поставщиков, так как последнее возможно только при поднятии температуры до уровня амфиболитовой фации (Злобин, Цимбалист, 1983). Видимо, Au поступал на уровень локализации рудных тел с более глубоких горизонтов по зоне разлома, контролирующей месторождение. В (Сазонов, Попов, Григорьев и др., 1989) допускается поступление части золота в виде теллуридных соединений с мантийными флюидами.

Немного о золоторудных полях воронцовского типа (см. главу 6). В них, вне пределов площадей развития золотосодержащих железо- и медноскарновых, а также кварц-жильных золоторудных месторождений горные породы концентрируют золото на кларковом уровне: в андезитах 0,5-4,6 мг/т, трахиандезитах 2-10 мг/т (см. табл. 91). Материалы табл. 91 дают представление об уровне концентрации золота в других изученных объектах этого типа. Содержание золота в ауэрбаховском диорит-гранодиоритовом комплексе в среднем 2,3 мг/т, что ниже кларка элемента в средних-основных породах. С понижением основности пород названного комплекса оно закономерно понижается: в габбро 3,9, диорите 2,2, кварцевом диорите 1,6 г/т, то есть прослеживается зависимость между кислотностью-основностью интрузивных пород и количеством содержащегося в них золота. В общем виде она известна с середины 60-х годов прошлого столетия (Щербаков, Пережогин, 1964). Березитизация-лиственитизация названных пород сопровождается значительным привносом, а лиственитизация диабазов - выносом золота. Причины двойственного поведения этого элемента при березитизации-лиственитизации рассмотрены выше. Пропилитизация средне-основных пород всегда протекает с привносом золота. При замещении названных пород метасоматитами кварц-серицитового и кварц-серицит-хлоритового составов Au выносятся. При скарнировании, которое обычно поражает контактовую зону между известняками и алюмосиликатными породами, этот элемент обычно неподвижен. Однако к концу рудной (сульфидной) стадии скарнового процесса отмечается значительный привнос его. В период формирования известняковых брекчий Воронцовского месторождения (см. главу 6) содержание золота в них не было повышенным: в известняковых обломках этих образований установлено 1,07, а в известковом цементе с примесью вулканогенного материала андезитового состава 1,54 мг/т Au (табл. 92). Накопление золота в этих брекчиях связано с более поздним развитием кварц-серицитовых метасоматитов, джаспероидов, отчасти аргиллизитов (см. главу 6). Увеличение содержания Au при тремолитизации известняков, эпидотизации и хлоритизации вулканитов андезитового состава (см. табл. 92) вполне закономерно.

Обсуждение результатов

На основе изложенного материала попытаемся оценить общие закономерности распределения золота в первичных вещественных комплексах различных геодинамических обстановок, с одной стороны, и в продуктах их трансформации (рассланцевания, дробления, метаморфизма, гидротермально-метасоматической переработки) - с другой. Первично повышенными (в 2-3, иногда в 6-7 раз) по отношению к кларку концентрациями золота отличаются терригенные отложения, в том числе углеродистые, а также дайковые базальтоиды рифтогенной геодинамической обстановки; практически все породы андезитонных вулканоплутонических поясов континентальной окраины (превышение содержаний по сравнению с кларком достигает 2-3 раз); субплатформенные дайковые базальтоиды. В образованиях океанической и

островодужной обстановок, в том числе и в вулканитах колчеданосных формаций, количество Au близко к кларку или даже не ниже его. Таким образом, констатируем парадоксальность ситуации: колчеданосные формации, в медноколчеданных объектах которых наблюдается существенное количество золота (см. главу 5), концентрируют его в околокларковом количестве; в то же время в связи с дайками основного состава рифтогенной и коллизонной геодинамических обстановок значительные концентрации золота не известны, хотя сами они отличаются крайне высокими (больше в 100 раз, чем кларк для основных пород) содержаниями этого металла.

Повышенная золотоносность указанных магматитов, локализующихся в салических блоках земной коры (Язева, Бочкарев, 1990), объясняется значительной заглуженностью зон магмогенерации, что обуславливает, как считают авторы этой работы, большую экстракцию (по сравнению с фемическими блоками, где мощность континентальной коры мала) литофильных элементов (калий, рубидий и др.) и золота из мантийного материала. С таким мнением трудно не согласиться. Однако отметим, что коровый материал, видимо, также вносит свою лепту в формирование золотоносности магматитов, по крайней мере, кислого состава. В качестве доказательства приведем следующее. Рифтогенные базальты и риолиты - разновременные образования. Вторые по сравнению с первыми являются, очевидно, более "золотоносными", так как в связи с ними чаще отмечаются и более масштабные концентрации золота прожилково-вкрапленного типа. Вероятно, очаги плавления с магмой, давшей риолиты, были менее глубинными, чем те, что породили базальты, но более золотоносными. Последнее мы склонны объяснять вовлечением в выплавки корового материала, существенно более золотоносного по сравнению с мантийным, что проиллюстрировано выше. Отсутствие значительных объектов золота, связанных с дайковыми базальтоидами и незначительными по размерам телами кислых субвулканитов, понятно. Утверждение о том, что "мышь не может родить слона", вполне применимо в данном случае. И рудопроявление Чудное в этом отношении не являет собой исключение (см. подробно об этом в главе 6).

В колчеданосных формациях золота обычно не больше 3 мг/т. Учитывая это, а также то, что максимальные концентрации металла в них достигают 6,8-10,0 мг/т, можно сказать следующее. Низкий уровень концентрации золота в породах этих формаций, по-видимому, вторичный. Это могло быть обусловлено отгонкой Au в процессе становления эффузивных толщ или же при развитии в них метасоматитов кварц-серицитового состава. Обедненность материнских магматитов полезным компонентом при связи с ними существенных по масштабам рудных объектов - явление известное. Имеется и альтернатива, но она базируется лишь на умозрительных предположениях. Ее суть заключается в следующем. Можно предположить, что золотое оруденение колчеданных месторождений генетически связано не с теми эффузивами, что распространены на уровне локализации рудных тел, а с более глубинными (возможно, с субвулканическими и субинтрузивными фациями) разностями, для которых отделение флюида от расплава затруднено. Не исключено, что в колчеданосных рудных полях мы опробуем не "начальные" вулканиты, а, как показано в (Барсуков и др., 1981), зоны выноса рудных элементов.

Уменьшение содержания золота в гранитоидных массивах, относящихся к тоналит-гранодиоритовой формации, от ранних к поздним мы склонны вслед за Ю.Г.Щербаковым (1967) объяснять уменьшением влияния в указанном направлении высокзолотоносных вмещающих пород, то есть во времени происходит очищение гранитного расплава, породившего многофазные интрузии. В пределах же одной фазы гранитоидов отмечается повышение содержания золота с переходом от ранних пород к более поздним. Это отчетливо проявлено, например, в Шарташском массиве: мелкозернистый адамеллит содержит 6,1 мг/т золота, мелкозернистый дайковый гранодиорит 8,5, гранодиорит-порфир 7,3 и аплит 9,4 (Куруленко, 1980), что свидетельствует о накоплении Au в остаточных расплавах, во всяком случае, в кислых. Раньше это было проиллюстрировано на уральских материалах (Грабежев и др., 1986),

позднее подтверждено данными по Алтае-Саянской области (Коробейников, 1987). В свете изложенного понятна повышенная золотоносность апикальной части гранитоидных массивов (Аношин, 1983). Рассматриваемый объект проблемы подтвержден экспериментально (Рябчиков и др., 1977; Миронов, Глюк, 1980): концентрация насыщения гранитного расплава золотом составляет 0,0005, а флюида, отделившегося при кристаллизации гранитоидов, 0,015 мас.%. Причем при быстром удалении флюида в гранитоиде остается кларковое содержание золота (Грабежев и др., 1987). Если же утечка флюида затруднена, то в результате взаимодействия его с гранитоидом при понижении температуры может происходить сброс золота из флюида вследствие уменьшения его растворимости (Hemley, 1973) и возрастания активности серы при температуре меньше 500°C (Рябчиков и др., 1977), что обуславливает кристаллизацию золотоносного пирита.

Широко распространенное мнение о том, что ультрабазиты - главный источник золота при формировании золоторудных месторождений, появилось после выхода работы (Щербаков, Пережогин, 1964), в которой проиллюстрировано закономерное возрастание средних содержаний золота в интрузивных породах по мере роста их основности. На Урале это мнение полностью разделяет П.П.Желобов (1968, 1979 и др.), считающий, что Au максимально концентрируется в ультрабазитах и что в гранитах, с которыми пространственно связаны золоторудные объекты, его значительно меньше. На основе сказанного он делает вывод о вполне понятной связи золотоносных территорий Урала с областями пересечений и сопряжений глубинных разломов, которые часто контролируются телами ультрабазитов. Приведенные выше данные по распределению золота в нетрансформированных ультрабазитовых комплексах не позволяют согласиться с выводами этого исследователя. Даже беглый просмотр материалов, сосредоточенных в табл. 85-93, показывает, что многие другие породы (осадочные, особенно углеродистые, эффузивные и интрузивные) концентрируют золото в количествах, как правило, больших, чем ультрабазиты, не затронутые более поздними процессами метаморфических и метасоматических преобразований. К тому же, можно привести много примеров, когда золоторудные объекты, например кварц-жильного типа, локализуются в массивах гранитоидов тоналит-гранодиоритовой и габбро-гранитной формаций (Сазонов, 1984; Мурзин, 1997; Murzin et al., 2000), которые никакой связи с ультрабазитами не обнаруживают, во всяком случае, последние не зафиксированы геофизическими методами до глубины 5 км (Сазонов, Мурзин, 2001). К тому же, в последние годы петрологическими, петрохимическими, минералого-геохимическими (включая детальный анализ рудных минеральных ассоциаций), а также изотопно-геохимическими исследованиями, выполненными на золоторудных месторождениях, сопряженных с гранитоидами указанных формаций, однозначно установлена генетическая связь (точнее, подтверждена, так как многие исследователи, включая и авторов настоящей работы, предполагали ее и раньше, но не на столько убедительных данных) рудообразующего флюида с магматическим (с гранитоидным в широком смысле) источником (Бортников и др., 1998; Мурзин, 1997; Мурзин, Сазонов, 1999; см. также главы 6, 10, отчасти другие).

Кстати, заметим, что, видимо, также несостоятельным является предположение (Левитан, Берзон, 1984) о продуктивности на Au только тех массивов гранитоидов тоналит-гранодиоритовой формации, которые локализуются в "раннегеосинклинальных" вулканитах. Такая модель работает только в том случае, если допустить ассимиляцию магмой, породившей эти массивы, колчеданных и колчеданно-полиметаллических золотоносных месторождений, а не пород колчеданосных формаций, которые отличаются нижекларковым содержанием золота (Золото..., 1993).

И все же, ультрабазиты имеют иногда с золотой минерализацией более тесную связь, чем пространственную. Во-первых, трансформированные ультрабазиты (альпинотипные и зональных комплексов) с повышенными по сравнению с их кларком содержаниями золота на порядок и больше (см. табл. 90) могут рассматриваться как своеобразные "промежуточные коллекторы" этого элемента. При развитии в последних

процессов кислотного выщелачивания (лиственитизация и др.) они являются одним из источников золота в гидротермальном растворе. Во-вторых, в ряде уральских массивов альпинотипных ультрабазитов (Карабашский, Каганский, Верхнейвинский) в зонах расщепления различной интенсивности (разломы) проявлены процессы хлограпитизации, антигоритизации, реже хлоритизации и др., сопровождающиеся развитием медистого и ртутистого золота в ассоциации, главным образом, с медьсодержащими сульфидами и метаморфогенным магнетитом (Мурзин, 1997; Мурзин, Сазонов, 1999; главы 3, 4). В (Спиридонов и др., 1997) на примере месторождения Золотая гора полагается, что эта минерализация сопряжена с лиственитизацией. Работами (Мурзин, 1997; Мурзин, Сазонов, 1999) на примере указанных массивов ультрабазитов, а также некоторых других неуральских, показано, что все известные типы оруденения с медистым ртутьсодержащим золотом в антигоритизированных ультрабазитах сформировались в специфических условиях: восстановительная среда, повышенная (380-420°C) температура образования (кстати, оруденение, сопряженное с лиственитизацией, развивается при существенно меньшей температуре), низкая активность серы (последний параметр в лиственитовом процессе заметно выше). Генетически указанное золотое оруденение мы связываем с процессом антигоритизации, который приводит к существенному возрастанию содержания золота в ультрабазитах. Часть золота могла поступать в связи с мантийными флюидами. "Следы" воздействия последних прослеживаются по наличию ртути в медистом золоте (Мурзин, 1997; Мурзин, Сазонов, 1999).

Большой набор горных пород, в которых локализируются месторождения собственно золоторудных и золотосодержащих формаций (см. табл. 90, 91), обусловлен тем, что золоторуденение является сквозным (формировалось на всех стадиях его геологического развития) и что рудовмещающие комплексы пород не всегда являются рудопроизводящими.

На базе рассмотренных материалов можно сделать заключения об общих закономерностях распределения золота в породах различных (по времени образования и геодинамическим режимам) структурно-вещественных комплексов. Максимальными концентрациями золота отличаются песчаники и сланцы, в том числе углеродистые, рифтогенной геодинамической обстановки, а также метаморфически и метасоматически измененные породы (магматические, осадочные) практически всех геодинамических обстановок. Минимальным содержанием металла характеризуются образования океанической обстановки (растяжение земной коры), представленные ультрабазитами и дифференциатами основных толеитовых магм. Породы островодужной обстановки (андезиты, базальты и другие вулканыты, относящиеся преимущественно к известково-щелочной серии) содержат также мало Au, и это несмотря на то, что с ними связаны как собственно золоторудные, так и золотосодержащие месторождения, нередко крупномасштабные.

Вывод о бесперспективности базальтоидных наложенных вулканоплутонических поясов по золоту (Язева, Бочкарев, 1990) представляется нам не вполне обоснованным. В породах этих структур, по данным указанной работы, количество золота достигает 10 мг/т. Это уровень концентрации, превышающий среднее содержание золота в специализированных на этот металл массивах гранитоидов тоналит-гранодиоритовой формации. Кроме того, с интрузивными массивами отмеченного пояса сопряжены магнетит-скарновые месторождения с первичной (Баранников, Минигулов, 1971) и вторичной (Сазонов, 1988) повышенной золотоносностью. Известны в связи с ними и рудопроявления золота кварц-жильного типа (Сазонов, Мурзин, Григорьев, 1992). К тому же, как показано в работе (Язева, Бочкарев, 1990), колчеданосные формации, с которыми сопряжены значительные собственно золоторудные и золотосодержащие объекты, отличаются низкими содержаниями золота, близкими к кларку или даже не достигающими его.

Максимальные вариации содержаний золота свойственны углеродсодержащим осадочным породам (углеродистые формации). Это обусловлено рядом причин, главные из которых - глубинность палеобассейна, зараженность его сероводородом,

специфика образования областей сноса, терригенного материала, возможность поступления из последних кластогенного золота.

Таким образом, повышенные концентрации золота на Урале установлены в породах вещественных комплексов рифтогенной геодинамической обстановки, а также андезитовых вулканоплутонических поясов (обстановка континентальной окраины). Различные образования подобных комплексов океанической и островодужной геодинамических обстановок концентрируют золото в близкларковых количествах. В последних повышенные содержания Au появляются только как следствие их трансформации - проявления расланцевания, метаморфизма, метасоматоза.

Повышенная золотоносность рифтогенных комплексов (рифей - кембрий) обусловлена главным образом за счет разрушения более древних (дорифейских) образований (конгломератов, песчаников, сланцев, а также золоторудных месторождений, см. главу 2), в которых, как известно, в других регионах (Канаде, США, Африке, Австралии, Индии и др.) сконцентрированы большие запасы этого металла.

Установлена прямая корреляция между мощностью континентальной коры региона и уровнем золотоносности развитых на ней рифтогенных базальтоидов. Р.Г.Язева и В.В.Бочкарев (1990) полагают, что она обусловлена глубиной мантийных выделок. Очевидно, она (корреляция) отчасти может быть предопределена и влиянием корового вещества: во всяком случае, изучение золоторудных объектов зоны рифтогенеза Урала показало, что источник их рудного вещества корово-мантийный (Сазонов и др., 1986).

Океанические эффузивы толентовой серии, а также островодужные известково-щелочной серии (формации) отличаются низким содержанием золота. И это несмотря на то, что с ними связаны крупные золотополиметаллические месторождения, а также гигантские золотосодержащие объекты колчеданного и колчеданно-полиметаллического типов. Причины этого видятся в следующем: 1) отгонке золота с флюидной фазой (выше показано, что содержание золота в эффузивах всегда меньше по сравнению с их интрузивными комагматами); 2) выносе золота из горных пород колчеданосной формации при развитии околорудных (площадных и локальных) метасоматитов; 3) привносе золота из магматического очага, более ранними образованиями которого являются названные эффузивы; 4) привносе золота мантийными, интрателлурическими флюидами с уровня генерации базальтоидных магм, возможно, и из более глубинного.

Золоторудные и золотосодержащие месторождения океанической и островодужной геодинамических обстановок на всех уровнях (геологических блоков, формаций типоморфных первичных пород, околорудных метасоматитов, руд, состава самородного золота и др., см. главы 2, 4, 5) проявляют свою мантийную природу. В пределах континентальной окраины, точнее, в развитых на ней мощных шовных зонах - продуктах коллизионного процесса, скучены разновозрастные мантийные и коровые образования. И не случайно, что рудное вещество развитых здесь месторождений золота имеет множественную (мантийную, коровую и смешанную) природу.

РУДНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ И СОСТАВ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК ФОРМИРОВАНИЯ СОДЕРЖАЩИХ ИХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Проблема корреляции между вещественными комплексами различных геодинамических обстановок и сопряженными с ними золоторудными и сопутствующими метасоматическими формациями обсуждена ранее (Сазонов и др., 1997, Сазонов, 1998 и др.) на уральском материале. Было показано, что на практике доказать родственные (генетические) связи между вещественными комплексами и сопряженными с ними золоторудными объектами, как правило, достаточно сложно. Это обусловлено сложностью самой проблемы.

Посмотрим это на примере охарактеризованного выше, достаточно хорошо изученного Березовского рудного поля. На сей день большинство исследователей, включая и авторов этой работы, считают генетическую связь золотого оруденения с гранитоидным магматизмом доказанной (подробнее об этом см. в главе 6). В особенности очевидной она стала после исследований, выполненных под руководством Н.С. Бортникова (Бортников и др., 1999) и посвященных изучению состава рудоносного флюида и источников его и рудного вещества на базе современных изотопных исследований. Однако некоторые авторы (Спиридонов и др., 1995 и др.) и сейчас полагают, что березовский дайковый комплекс (гранитоид-порфиров) и золотооруденение, тесно с ним связанное, с шарташскими гранитоидами, расположенными южнее месторождения, генетически не связаны. Есть исследователи (Хоментовский, 1958; Рапопорт, 1996 и др.), считающие, что за золотое оруденение на Урале ответственны пояса даек гранитоид-порфиров.

Указанную проблему решить еще сложнее, когда месторождения, связанные генетически с вещественными комплексами одной геодинамической обстановки, оказываются трансформированными под действием процессов, обусловленных вещественными комплексами другой геодинамической обстановки. Приведем примеры. Месторождение Чудное на Приполярном Урале образовалось в связи с позднепалеозойским коллизионным процессом, но локализуется в пределах развития рифтогенных (может быть квазиокеанических) образований. В Березовском рудном поле дайковый комплекс гранитоидного состава и золотооруденение кварц-жильного типа сопряжены с раннекаменноугольной и пермской коллизией, а локализируются те и другие часто в серпентинизированных гарцбургитах и толентовых диабазах, сформировавшихся в океанической обстановке. Понятно, что в таких случаях источник рудного вещества будет интегральным, в данном случае в существенной мере связанным с гранитоидами и в какой-то мере с ультрабазитами (последние содержат поровые растворы и, кроме того, Au, Cr, Co, Ni и другие элементы выносятся из ультрабазитов при их лиственитизации и поступают в апогранитоидный флюид, из которого сформировались кварцевые жилы).

Еще один показательный пример. Золотосодержащие массивные колчеданные руды Мелентьевского месторождения образовались в островодужной (D_2) геодинамической обстановке. На этом же месторождении развито более позднее золотооруденение, сопряженное с кварцевыми жилами, их околорудными метасоматитами и березитизированным дайковым телом сиенит-аплитов (C_1). Подобные примеры можно продолжить.

К сказанному выше следует добавить, что все крупные уральские золоторудные месторождения являются полигенными и полихронными, сформировавшимися дискретно в интервале времени до 60 - 80 млн лет (Сазонов, Мурзин, Григорьев, 1996). В этих объектах (Светлинское, Воронцовское, Кочкарское и др. месторождения) в одних и тех же структурах (коллизийные швы, надвиги и др.) совмещается разновозрастное золотое оруденение, что сильно затрудняет идентификацию развитых на них рудных, метасоматических формаций, первичных геохимических ореолов, геодинамических обстановок формирования названных образований.

Приведенные примеры относятся к сложным геолого-геохимическим системам. Их можно, как оказалось, изучать, опираясь на два хорошо обоснованных положения: *первое* - золоторудные месторождения формировались из флюида, для расшифровки природы которого могут успешно использоваться их рудные минеральные ассоциации (Мурзин, 1997); *второе* - за золотое оруденение различных геодинамических обстановок ответственны флюиды мантийной, коровой и смешанной мантийно-коровой природы (Сазонов и др., 1986; Золото ..., 1993; Мурзин, 1997 и др.).

Кроме структурно-тектонических, петрологических критериев подразделение рудообразующих флюидов на две основные группы (мантийную и коровую), производится на базе изотопно-геохимических данных (особенно успешно в рудной геологии используются изотопы S, H, C, O). Причем в настоящее время имеется возможность на основе изотопных данных определять количественный состав флюида, например, определять, сколько в нем эндогенной воды и сколько экзогенной и т. д.

Напомним, что главный минералогический критерий мантийного источника рудоносного флюида - это широкое развитие в рудах месторождений теллуридных минеральных ассоциаций и минералов ртути. Мы рассматриваем Te и Hg, как и многие авторы (Goodwin, 1966; Шер, 1976; Рослякова, 1983; Озерова, 1986; Степанов, 1992 и др.), в качестве элементов мантийного происхождения. Сейчас имеются минералогические критерии для выделения рудоносного флюида коровой природы. К ним относятся: висмутовый уклон продуктивной минерализации, повышенная (не меньше 900) пробность частиц самородного золота, низкое (до полного отсутствия) содержание в последнем Cu, Hg, Pd, отсутствие в рудах минералов палладия и никеля. С использованием всех перечисленных выше критериев (особенно важное значение из них мы придавали минералогическим) было проведено изучение эталонных золоторудных месторождений, геодинамическая обстановка формирования которых известна, с целью выделения и детального исследования их (объектов) разновременных рудных минеральных ассоциаций, включая самородное золото. Полученные материалы позволили оценить корреляцию между названными параметрами.

Основой для нижеследующей части главы послужили материалы, представленные во всех предыдущих главах по проблеме (особенно тех, где характеризуются золоторудные объекты-эталоны различных геодинамических обстановок), а также приведенные в работах (Мурзин, Сазонов, 1996; Мурзин, 1997). Кроме того, использованы данные по рудным минеральным ассоциациям разнотипных колчеданных месторождений Урала, представленные Ф.П.Буслаевым (устное сообщение).

Перед рассмотрением существа проблемы напомним, как происходила эволюция золотого оруденения в процессе геодинамического развития Уральского орогена.

В обстановке континентального рифтогенеза сформированы незначительные по масштабам магматогенно- и метаморфогенно-гидротермальные месторождения золота. При океаническом рифтогенезе возникли специфические собственно золоторудные объекты, сопряженные с хлограпитизацией и антигоритовой серпентинизацией. В обстановке островных дуг образовались главным образом разноформационные золотосодержащие колчеданные месторождения. Процесс рудообразования венчает развитие собственно золоторудных месторождений золотополиметаллической

формации. На активной континентальной окраине сначала формировались объекты золотосодержащих формаций (магнетит- и медно-магнетит-скарновые, медно-порфиновые). Со временем нарастает кислотность образующихся вещественных комплексов, что приводит к упрощению состава оруденения - полиминеральные руды уступают свое место би- и мономинеральным. Отмечается закономерность общего характера: в геодинамических обстановках, обусловленных режимом растяжения, возникают золотосодержащие объекты, продуцировавшиеся мантийными флюидами, а сжатия - гидротермами смешанного состава (корового и мантийного).

МЕСТОРОЖДЕНИЯ, СВЯЗАННЫЕ С ЗОНАМИ РИФТОГЕНЕЗА

В рифтогенной обстановке сформировались (см. главу 2) четыре типа золоторудных месторождений (см. табл. 92). Первый тип обусловлен мантийными флюидами, которые поступали по глубинным расколам. Типовым представителем таких объектов является Каганское месторождение, локализованное в антигоритизированных апогарцбургитовых серпентинитах. Для его руд характерна магнетит-халькопиритовая минеральная и Fe-Cu-Cr-Ni-Hg-Au-Ag-S геохимическая ассоциация. Проба золота сильно варьирует (от 300 до 980). В этом минерале установлены Cu (до 31 мас.%) и Hg (до 1,3 мас.%).

Второй тип месторождений, для которого типично Авзянское месторождение, также сопряженное с рифтогенным разломом, но менее глубинным, не вскрывшим мантию, обусловлено воздействием корового флюида (состоит из поровой и кристаллизационной воды). Следует заметить, что у этого месторождения не установлены какие-либо признаки связи его с магматизмом (Золото ... , 1993). Руды месторождения характеризуются простыми по минеральному составу ассоциациями: пирит-халькопиритовая, пирит-полиметаллическая, пирит-арсенопиритовая (малораспространенная). Это обусловлено коровым происхождением флюида, что, кстати, подтверждается практически полным отсутствием в составе самородного золота меди, палладия, ртути ("мантийных" элементов).

В пределах рифтогенной зоны развиты и золоторудные месторождения субвулканического уровня (глубина формирования меньше 2 км, см. Сазонов и др., 1986). Они сопряжены с телами риолитов (Дальнее, Северное) и габбро-диабазов (месторождения Лемвинское, Двуглавое) риолит-базальтовой серии (O_1), имеющих принципиальные черты сходства с образованиями континентальных рифтов (Червяковский, Сазонов, 1982). Эти объекты контролируются протяженными разломами-расколами, которые, имея рифтогенную природу, были сформированы во время заложения Уральского палеоокеана (O_1). Для рассматриваемых месторождений установлена отчетливая корреляция между типом магматизма и составом рудных минеральных ассоциаций. Пирит-халькопиритовая ассоциация (Fe-Cu-Au-S геохимическая ассоциация) развита в рудах месторождений, сопряженных с базальтоидным членом указанной бимодальной серии. Для этой ассоциации характерно Hg-содержащее низкопробное золото (месторождения Лемвинское и Двуглавое, см табл. 92). Полиметаллическая минеральная ассоциация (ей свойственна Pb-Zn-Cu-Fe-Au-Ag-S геохимическая ассоциация) типоморфна для месторождений, ассоциирующих с субвулканическими риолитами (Дальнее, Северное). Сопряженностью с глубинным разломом обусловлено присутствие в самородном золоте ртути и низкая проба золота. Однако у объектов, сопряженных с риолитами, связь с корой более существенна, чем у таковых, сопряженных с базальтоидами.

Типоморфные минеральные ассоциации золоторудных месторождений различных геодинамических обстановок

Тип оруденения, месторождение-эталон	Минеральные ассоциации и их состав	Рудообразующий процесс, возраст оруденения	Геохимические ассоциации
1	2	3	4
<i>Объекты рифтогенной геодинамической обстановки</i>			
Зоны рассланцевания в антигоритовых апогарцбургитовых серпентинитах. Каганское	Магнетит-халькопиритовая: mt, cpe, bor, ptnt, au (f=300-980, Cu до 30 и Hg до 1,3 мас.%)	Антигоритизация гарцбургита под действием метеорно-метаморфогенного флюида, R ₂	Fe, Cu, Cr, Ni, Hg, Au, Ag, S
Метаморфиты зеленосланцевой фации. Авзянское	Пирит-полиметаллическая: py, cpy, po, sp, gn, au (f=813-824, Hg до 0,1 мас.%), пирит-арсенопиритовая: py, asp, po, au	Метаморфизм зеленосланцевый, R ₂ -V	Fe, Cu, Zn, As, Au, Ag
Зоны рассланцевания в эндо- и экзоконтактах тел субвулканических риолитов. Дальнее	Полиметаллическая: cpy, gn, sp, py, au (f=689-889, Hg до 0,2 мас.%)	Гидротермальный, малоглубинный, флюид корово-мантийный, O ₁	Fe, Cu, Zn, Pb, Au, Ag
Зона рассланцевания в габбро-диабазлах. Лемвинское	Пирит-халькопиритовая: py, cpy, au (f=602-822, Hg до 4,3 мас.%)	То же	Fe, Cu, Hg, Au, Ag
Зон сочленения разломов с кольцевыми вулканическими структурами. Нияюсское	Пирит-арсенопиритовая: пирит, арсенопирит (золото входит дисперсно в сульфиды), пирит-полиметаллическая: py, cpy, sp, gn, au (f=542-836, Hg до 10,24 и Au до 0,25 мас.%)	Пропилитизация, R ₂ Развитие метасоматитов березит-лиственитовой и кварц-серицитовой формаций, PZ	Fe, Cu, Zn, As, Au, Ag
<i>Объекты океанической геодинамической обстановки</i>			
Зон хлограпитизации антигоритовых апогарцбургитовых серпентинитов. Золотая гора	Халькозин-арсенидно-никелевая: mt?, hem, co, or, mau, nic, au (проба 400-900, Cu до 50, Hg до 13 мас.%)	Са-метасоматоз, синхронный с антигоритизацией гарцбургитов, O ₁	Fe, Cu, Cr, Ni, Hg, Au, Ag, As, S
Зон рассланцевания в антигоритовых апогарцбургитовых серпентинитах. Проявления Верхнейвинского массива	Магнетит-халькозиновая: mt, cc, pent, au (проба 610-990, Cu до 30, Hg до 0,5 мас.%)	Антигоритизация гарцбургита под действием метеорно-метаморфогенного флюида, O	Fe, Cu, Cr, Ni, Au, Ag, S

1	2	3	4
Рудоносных габброидов. Волковское	Борнит-халькопиритовая: bog, cpy, cc, mer, td, car, hs, au (проба 867-901, Pd до 0,3, Cu до 3,4 мас.%)	Автометасоматоз и метаморфизм-метасоматоз габброидов. S	Fe, Ti, Cu, Co, Au, Ag, Pd, Te, S
<i>Объекты активной континентальной окраины</i>			
Кварц-жильный, сопряженный с габбро-диоритами вулканоплутонического пояса. Приозерное	Пиритовая: py; пирротин-полиметаллически-теллуридная: cpy, po, sp, gn, mil, pdy, ul, argent, al, hs, tetr, au (проба 804-862, Cu до 0,3, Hg 0,1 мас.%)	Гидротермальный послемагматический процесс. D₂	Fe, Ni, Cu, Pb, Zn, Cd, Bi, Hg, Au, Ag, Te, S
Зон хлоритизации и оталькования. Кировское	Гематит-халькопиритовая: gem, cpy, au (проба 910-960, Hg до 1 мас.%)	Гидротермальный процесс, обусловленный гранитоидами тоналит-гранодиоритовой формации. C₁	Fe, Cu, Ni, Au, S
Кварц-жильный, сопряженный с коллизионными гранитоидами тоналит-гранодиоритовой формации. Березовское	Пиритовая: py, au (проба 940-980); пирит-полиметаллически-блеклорудная: py, cpy, gn, sp, td, au (проба 840-900); полиметаллически-сульфосольная: cpy, gn, td, aik, bis, cos, au (проба 890-930); сульфидно-никелевая: а) ger+nic, б) viol+pdy+mil	То же	Fe, Au, S Fe, Cu, Pb, Zn, As, Sb, Au, S То же Fe, Ni, As, S; Fe, Ni, S

Примечание. Здесь и далее в таблицах главы приняты следующие обозначения минералов: aik - айкинит; al - алгаит; ant - антимонит; argent - аргентопентландит; asp - арсенопирит; au - самородное золото; ber - беррит; bis - висмутин; bog - борнит; boul - буланжерит; car - карролит; cc - халькозин; cd - калорадоит; cin - киноварь; co - кобальтин; cpy - халькопирит; cv - калаверит; fer - ферберит; fr - фробергит; ger - герсдорфит; gn - галенит; gem - гематит; gs - гессит; kr - креннерит; mau - маухерит; mil - миллерит; mol - молибденит; mt - магнетит; nag - нагаит; nic - никелин; oqr - аурипигмент; pdy - полидимит; pent - пентландит; ptt - петцит; pil - пильзенит; po - пирротин; real - реальгар; py - пирит; sch - шселит; sieg - зигенит; sp - сфалерит; sy - сильванит; te - самородный теллур; td - тетраэдрит-теннантит; tr - троилит; tv - теллуrowисмутит; viol - виоларит; td - теллуриды.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ

Здесь речь пойдет о двух группах золоторудных объектов: 1) сопряженных с антигоритизированными альпинотипными ультрабазитами (месторождения Золотая гора, Кировское и проявления Верхнейвинского массива ультрабазитов) и 2) связанных с примитивными толеитовыми базальтоидами (месторождения кипрского типа - Летнее, Маукское и др.).

Месторождения обстановки океанического спрединга, сопряженные с ультрабазитами по геологической позиции и целому ряду других параметров, (см. табл. 92) близки к рассмотренным выше золоторудным объектам, сопряженным с антигоритизированными рифтогенными ультрабазитами. Особенно явно сходство проявляется в: 1) однотипности состава и строения рудоносных зон - в первом случае (Каганское месторождение) это антигоритовые серпентиниты по гарцбургитам, во втором - они же (Кировское месторождения, проявления Верхнейвинского массива ультрабазитов) и апоультрабазитовые хлограпиты, развившиеся синхронно с антигоритизацией); 2) простом составе руд, обычно включающим магнетит (иногда гематит), пирит, пирротин, халькопирит, халькозин; 3) близости геохимических ассоциаций элементов (Fe-Cu-Cr-Ni-Au-Ag-As-S); 4) отсутствии в продуктивных минеральных ассоциациях минералов платиноидов; 5) повышенной величине выделений самородного золота в рудах и крайне неравномерном его распределении; 6) медистости свободного золота и его высокой ртутистости; 7) наличии структур распада Au-Ag-Cu твердого раствора, свидетельствующего о восстановительном типе системы, повышенной температуре и низкой активности S в ней. Подытоживая сказанное, заключаем, что причины, обусловившие развитие золотого оруденения в альпинотипных ультрабазитах рифтогенной и океанической геодинамических обстановок, вполне сопоставимы. И это понятно, так как весьма близки структурно-вещественные комплексы, спродуцировавшие его в том и другом случаях.

Колчеданные месторождения океанической геодинамической обстановки отличаются малым количеством (всего тремя) рудных минеральных ассоциаций и простым набором минералов в них (см. табл. 92). Для руд этих объектов характерно отсутствие галенита и весьма низкий уровень содержания свинца (Prokin, Buslaev, 1999, p. 14). Естественно, что это обуславливается мантийным источником флюида, продуцировавшего месторождения. Судя по литературным данным (Медноколчеданные..., 1988, с. 19, 164; Золото..., 1993; Prokin, Buslaev, 1999, p. 10 и др.), самородное золото для руд рассматриваемых объектов не характерно. Очевидно, это обусловлено низким (0,2-0,4 ppm) содержанием золота в их рудах. В метаморфизованных разностях характеризуемых месторождений (Маукское) золото описано как редкий минерал (Медноколчеданные..., 1988, с. 167). Причем здесь оно встречается в ассоциации с относительно высокотемпературными минералами - роговой обманкой, биотитом, пирротином. Представляется, что вопрос об источнике золота можно решить двояко, но в обоих случаях неоднозначно:

1) Au выделяется из сульфидов при их метаморфизме - в работе (Сазонов и др., 1989) очистка пирита от микропримесей была проиллюстрирована на примере зерен пирита, претерпевших метаморфизм при $T=550-620^{\circ}\text{C}$, 2) этот

металл привнесен глубинным флюидом - предполагается по аналогии с Гагарским и Светлинским месторождениями (см. главу 6). Руды колчеданных объектов океанической обстановки отличаются от всех других повышенной (0,03-0,09 мас.%) концентрацией кобальта.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОСТРОВОДУЖНОЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ

В островодужной геодинамической обстановке сформировались золотоносные колчеданные месторождения уральского, баймакского и собственно золоторудные муртыктинского типов. На основе данных, полученных рядом исследователей (Р.Г.Язева, К.С.Иванов, В.А.Коротеев, Ю.А.Волченко, В.А.Прокин и др.) в последние годы, к этой же геодинамической обстановке должно быть отнесено медно-титаномагнетитовое Волковское месторождение.

Кратко рассмотрим в историческом и геодинамическом аспектах формирование месторождений перечисленных типов. После океанического спрединга (O_1) в результате сжимающих усилий были заложены подводные вулканические пояса, в пределах которых в связи с вулканитами риолит-базальтовой формации возникли колчеданные месторождения уральского типа. В (Prokin, Buslaev, 1999) полагается, что в Тагильской зоне колчеданосный вулканический пояс располагался в морском бассейне, а в Магнитогорской зоне - в задуговом бассейне Тагильской островодужной системы. Со временем указанные вулканические пояса превратились в островные дуги, в которых интенсивно развиты вулканиты андезит-базальтовой формации известково-щелочного ряда. С небольшими массивами габбро и диоритов, являющимися комагматами указанных вулканитов, ассоциируют незначительные по масштабам медно-порфировые (слабозолотоносные, см. Сазонов, Контарь, 1983) месторождения (Салаватское, Поляковское).

Когда сформировалась двойная (расщепленная) островная дуга, в рифтовую зону междуугового бассейна внедрился метаморфически-мантийный диапир, продуктами становления которого являются зональные дунит-клинопироксенит-габбровые комплексы Платиноносного пояса. К последнему принадлежит Волковский массив, с которым сопряжено указанное выше одноименное медно-титаномагнетитовое месторождение. В рифтовой зоне междуугового бассейна (D_2) Магнитогорского прогиба образовались месторождения кипрского (домбаровского) типа. В краевых частях междуугового бассейна, на внутренних склонах островных дуг в связи с живетскими вулканитами риолит-базальтовой формации (карамальташская и улугауская свиты) образовались колчеданные месторождения уральского типа (Подольское, Сибайское, Учалинское и др.). Вызревание островных дуг привело к смене вулканитов риолит-базальтовой формации таковыми андезит-дацитовой (Червяковский, Нечухин, Мельникова, 1975; Иванов, Иванов, 1991). С известково-щелочной разностью последней сопряжены колчеданно-полиметаллические месторождения (баймакский тип), а с толеитовой - золотополиметаллические (муртыктинский тип, см. Золото..., 1993; Сазонов, Мурзин, 1995).

Для руд месторождений колчеданного семейства (уральского, баймакского, муртыктинского типов) островодужной геодинамической

обстановки характерны минеральные ассоциации с блеклыми рудами и теллуридами (Fe-Cu-Pb-Zn-Au-Ag-Te-S геохимической ассоциации). Геохимическая ассоциация принципиально одинакова для руд всех типов колчеданных месторождений (см. табл. 92). Однако при этом отчетливо проявляется следующее. В месторождениях домбаровского типа практически нет или очень мало свинца (см. Prokin, Buslaev, 1999, p. 14). В рудах месторождений уральского типа этого элемента значительно больше, но еще больше его в объектах баймакского и муртыктинского типов, руды которых типично полиметаллические. Рост полиметалличности руд сопровождается увеличением в них содержания золота и серебра.

Руды месторождений муртыктинского типа имеют золотой уклон, а баймакского - серебряный. Это становится понятным, если учесть, что объекты обоих типов связаны с вулканитами-субвулканитами одной и той же андезит-дацитово-формации, но первого типа - с толеитовой (более "железистой", железо обладает большим сродством с золотом, чем с серебром), а второго - с известково-щелочной. В принципе же набор и состав минеральных рудных ассоциаций на месторождениях этих двух типов идентичен (см. табл. 92).

Интересно распределение теллура и теллуридов в рудах колчеданных месторождений. Для всех из них установлены теллуриды (Молошаг и др., 1993). Как правило, они развиты в верхних частях рудных тел (месторождения им. III Интернационала, Гайское и др.) или же в обогащенных медью участках (столбах) прожилково-вкрапленных руд. В борнитовых рудах теллуридов нет. Похоже, что нет их и в первично-осадочных гидротермальных рудах. В них теллур входит в мелкозернистые сульфиды (прежде всего в пирит). Теллур фиксируется во многих сульфидах, но главным его концентратом является теннантит.

Золото в колчеданных месторождениях средней пробы (не превышает 850) с небольшим (до 0,02 мас.%) содержанием ртути. То, что колчеданные месторождения связаны с базальтоидным вулканизмом, сейчас общеизвестный факт. Приведенные выше данные по присутствию в рудах этих месторождений теллуридов и относительно низкопробного ртутистого золота хорошо согласуются с этим представлением.

Для Волковского месторождения В.В. Мурзиным (1997) установлено, что кристаллизация благороднометаллических минералов произошла одновременно с борнитом и халькопиритом как во вкрапленных, так и в густовкрапленных рудах (минеральные ассоциации тех и других см. в табл. 92). Для волковских руд характерны такие редкие минералы, как меренскит, медно-кобальтовый теллурид с 0,31 мас.% Pd, карролит, гессит, самородное золото. Последнее в виде мелких частиц разнообразной формы фиксируется в зернах борнита и халькопирита. Из приведенного перечня минералов следует, что для Волковского месторождения свойственна Fe-Cu-Co-Ni-Te-(Pd)-Au-Ag геохимическая ассоциация "базит-ультрабазитового" профиля.

Рудные минеральные ассоциации и сопутствующие им парагенезисы метасоматитов скарновых месторождений Турьинско-Ауэрбаховского рудного поля (геодинамическая обстановка активной континентальной окраины, андезитоидный вулcano-плутонический пояс). По (Мурзин, 1997)

Тип руд, месторождения	Парагенезисы метасоматитов	Рудные минеральные ассоциации
<i>Медно-скарновые месторождения</i>		
Пирит-халькопиритовые. Вадимо-Александровское, Розовское	Актинолит+эпидот+ кварц	Пиритовая: ру, ау Пирротиновая: ро Магнетит-сфалерит-халькопиритовая: сру, mt, sp, со, ру Сфалерит-халькопиритовая: sp, сру, саг Теллуридно-сфалерит-халькопиритовая: sp, сру, hs, tetr, emp, бер Гематитовая: gem
	Актинолит+эпидот+ хлорит+кальцит	
	Актинолит+эпидот+ хлорит+кварц Хлорит+кварц+ кальцит Кварц+кальцит	
Халькопирит-пирротиновые. Башмаковское, Богословское	Актинолит+эпидот+ кварц+кальцит	Халькопирит-пирротиновая: сру, ро, со, ау а) сру+ро (m) б) сру+ро (m+h) Висмут-серебро-теллуридная: bi, hs, tv, pil, ау (проба 514-746, Hg до 1,3 мас.%). Пиритовая: ру
	Хлорит+серицит Хлорит+кварц+кальцит	
Борнит-халькопиритовые. Воронцовское	Актинолит+эпидот+ кварц+кальцит	Борнит-халькопиритовая: бор, сру, mt, sp, gn, al, cd, cv, mol, ау (проба 831-918)
<i>Железо-скарновые месторождения</i>		
Магнетит-сульфидные. Воронцовское, Северо- и Южно-Воронцовские, Песчанское и Северо-Песчанское	Актинолит+эпидот+ кварц+кальцит	Пиритовая: ру, ау (проба 919-993, Hg до 0,1 мас.%) Кубанит-пирит-магнетитовая: ру, mt, cub, сру Полиметаллическая: сру, sp, gn, hs, ау (проба 542-606) Магнетит-пирит-полиметаллическая: ру, mt, sp, gem, со, ау (проба 711-850); пирротин-полиметаллическая: ро, sp, ау (проба 614-709); сульфидно-никелевая: сру, mil, pdu
	Хлорит+кварц+кальцит +пренит	

МЕСТОРОЖДЕНИЯ АКТИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ

В этом разделе мы рассмотрим только главные типы золоторудных месторождений, а именно: 1) скарновые, сопряженные с вулканоплутонитами андезитоидного пояса; 2) кварц-жильные, связанные с габбро-гранитоидными комплексами габбро-гранитной и габбро-диорит-гранодиоритовой формаций; 3) то же, но сопряженные с массивами гранитоидов тоналит-гранодиоритовой формации и комплексом даек гранитоид-порфиоров; 4) связанные с магматогенными (преимущественно дайковыми) и метаморфогенно-метасоматическими комплексами коллизионных швов (зон смятия).

Скарновые месторождения андезитового вулканоплутонического пояса

Золотая минерализация в пределах андезитоидных вулканоплутонических поясов (D_2) известна в связи со скарнами - магнетитовыми и медно-магнетитовыми. Проблеме золотоносности этих образований посвящена специальная монография (Мурзин, Сазонов, 1997). Эта минерализация распространена в мире широко: известно более 60 месторождений этого типа, общие запасы которых (и среднее содержание золота) превышают таковые объектов карлинского типа. В нашей стране золото-скарновые месторождения эксплуатируются более полувека в Алтае-Саянской области и в ряде других мест (см. Сазонов, 1998, с. 46).

В (Сазонов и др., 1990; Сазонов, 1998) показано, что промышленная золотоносность свойственна медно-золоторудной формации скарновых месторождений. Причем это не уральская региональная особенность, а общая, глобальная закономерность - детальнее об этом см. в (Сазонов, 1998). На Урале типовым объектом-эталоном этого типа является Ауэрбаховско-Турьинское рудное поле. В последнем скарны приурочиваются к контактовой зоне Ауэрбаховской интрузии (состав от центра к периферии изменяется от гранодиоритов до диоритов и габбро, возраст D_2). Скарны сосредоточены в пределах двух субмеридиональных полос, окаймляющих с запада и востока указанную интрузию.

Золотая минерализация с замещающим скарны комплексом нерудных минералов, представленных актинолитом, эпидотом, хлоритом, кальцитом, кварцем, серицитом. Самородное золото - частицы неправильной и изометричной формы до 0,2-0,5 мм, находящиеся в парагенетических соотношениях с сульфидами (Мурзин, 1997). В борнит-халькопиритовых рудах обнаружен теллурид золота. Рудные минеральные ассоциации магнетит- и медно-магнетит-скарновых месторождений идентичны (см. табл. 93). Во всех рудных минеральных ассоциациях магнетит-скарновых месторождений обнаружен галенит, а медно-магнетит-скарновых - теллуриды висмута (Мурзин, 1997).

Рудообразование с участием самородного золота на медно-магнетит-скарновых объектах началось при $T=360-500$ °C и $P=2,5-3,0$ кбар (Сазонов и др., 1991). Оно было полистадийным и протекало на фоне понижения температуры и давления в системе. Борнит-халькопиритовые руды формировались при $T=360-440$ °C, сфалерит-халькопиритовые - при 310-330 °C и висмут-серебро-теллуридные - при 270 °C. Процесс протекал в восстановительной среде при $pH > 8$.

В рудах магнетит-скарновых месторождений (Северо-Воронцовское и др.) рудная минеральная ассоциация сформировалась при 430 °C, а магнетит-полиметаллическая (Южно-Песчанское и др.) - при 250-290 °C. Процесс развивался не только при снижении P - T -параметров, но также и активности S . Падение температуры сопровождалось снижением активности кислорода. Впервые для Урала данные по активности Te в характеризуемой части скарнового процесса приведены в (Мурзин,

Сазонов, 1996). Максимальные значения этого параметра получены для борнит-халькопиритовых руд, умеренные, но повышающиеся к концу процесса - для халькопирит-пирротиновых руд и умеренные, к тому же понижающиеся к концу процесса, - для пирит-халькопиритовых руд (Розовское месторождение). Для первого случая предполагается максимальный подток Те из магматического очага, во втором - минимальный, а в третьем - отсутствие подтока (Мурзин, 1997).

На базе результатов изучения изотопного состава S в сульфидах, O и C в карбонатах сделан ряд принципиальных выводов, касающихся генезиса рассматриваемого оруденения (Мурзин, Сазонов, 1996; Мурзин, 1997). Прежде всего, флюид, обусловивший формирование магнетит- и медно-магнетит-скарновых объектов, отделился от магматического очага. Он (флюид) реагировал с вмещающими породами при развитии медно-магнетит-скарновых месторождений; для магнетит-скарновых месторождений этого не установлено.

Проба золота в минеральных ассоциациях сульфидных руд 514-701 (Hg до 1,32 мас.%); медно-магнетит-скарновых месторождений - 542-850 (тоже с Hg) - в таковых магнетит-скарновых объектах. Эти данные, а также присутствие теллуридов в рудах подтверждают вывод, сделанный нами ранее, о связи "скарнирующего" флюида (и его золотопродуктивной производной) с базальтоидным магматическим очагом.

Кварц-жильные месторождения массивов габбро-диорит-гранодиоритовой формации

Эти месторождения (Пановская ляга, Вилкойское, Богомолдовское и др.) относятся к среднеглубинным (глубина формирования 1,8-4,5 км, Сазонов, 1984). Околорудные метасоматиты этих объектов относятся к березит-лиственитовой и кварц-серицитовой формациям. Отличительная черта руд этих месторождений - обязательное присутствие теллуридов (Мурзин, 1997). Сразу заметим, что согласно этой работе в аналогичных месторождениях, но сопряженных с массивами гранитоидов тоналит-гранодиоритовой формации, теллуридов нет. Исключение составляет Кочкарское месторождение, связанное с Пластовским массивом плагиогранитов. Очевидно, здесь подток Те происходил во время формирования табашек. Они являются аналогом светлинских метасоматитов фемического профиля (Сазонов, Мурзин, 1994), привнос Те в процессе формирования которых доказан (Сазонов и др., 1989).

Теллуриды и сульфотеллуриды Au и Ag, Cu и Fe, а также Hg кристаллизуются в конце процесса рудоотложения при $T < 250^{\circ}\text{C}$. Обычно они фиксируют участки повышенной трещиноватости и являются материальными носителями Au в рудных столбах. Самородное золото фиксируется в парагенезисе с теллуридами; в ранних, более высокотемпературных сульфидах свободного золота нет.

Вторая характерная черта оруденения рассматриваемого типа - присутствие минералов ртути, а также повышенная ртутистость самородного золота. По данным В.В.Мурзина (см. табл. 92), ртутистость самородного золота руд месторождений, связанных с массивами магматитов рассматриваемой формации, хорошо коррелируется с глубиной заложения разломов, контролирующих эти массивы. В наиболее крупных массивах (обусловлены наиболее глубинными шовными зонами) расположены месторождения (Травяное, Лялинское, Вилкойское и др.), в рудах которых присутствуют не только собственно ртутные минералы (колорадоит и киноварь), но и отмечены максимальные количества Hg в самородном золоте (до 24), сфалерите (20,5) и блеклой руде (16 мас.%). Эти данные подтверждают представления о дегазации ртути из мантии по разломам мантийного заложения (Озерова, 1986). Эта мысль хорошо проведена в работах А.А.Оболенского (1972, 1976 гг.) на примере ртутно-лиственитовых месторождений, сопряженных с ультрабазитовыми поясами.

Гранитоиды тоналит-гранодиоритовой формации являются коровыми образованиями. Сейчас это доказано геолого-геофизическими, геодинамическими, изотопно-геохимическими материалами, а также данными по флюидному составу родоначальных для них (гранитоидов) магм (Беллавин и др., 1972; Чесноков, 1973; Самарцев и др., 1973; Сазонов, Огородников, Баталин, 1997; Бортников и др., 1998 и др.). Для некоторых массивов, в частности Шарташского, на основании Rb/Sr отношения в калиевом полевом шпате и биотите сделан вывод об участии мантийной субстанции при становлении шарташских грантоидов (Штейнберг и др., 1989). В этом нет ничего странного, если учесть, что породы рамы массива представлены преимущественно океаническими базальтоидами.

Коровое происхождение гранитоидов рассматриваемой формации убедительно подтверждено исследованиями В.В.Мурзина (1997), показавшего, что в рудах связанных с ними месторождений кварц-жильного типа нет теллуридов. Последнее свидетельствует, что в рудоносном флюиде, если Те и был в незначительном количестве, то активность его была мала. Это привело к тому, что золото связывалось в сульфидах. Для руд рассматриваемых объектов типоморфны сульфосоли (Cu, Pb, Bi) и самородное золото, как правило, нескольких генераций (см. табл. 92). Проба золота варьирует в пределах 980-840 и отчетливо определяется такими параметрами гидротермальной системы, как температура и активность серы. Ртутистое золото для них не характерно. По данным В.В.Мурзина (1997), максимальное содержание Hg в золоте 0,3 мас.%; лишь в 12 % изученных золотин концентрация этого элемента превышает 0,1 мас.%

Теперь несколько слов о Кочкарском месторождении, которое локализовано в Пластовском массиве плагиогранитов и руды которого содержат теллуриды (см. описание Кочкарского рудного поля в главе 6). Причину их появления мы видим в следующем. На этом месторождении установлена корреляция теллуридов в рудах с участками развития фемических (биотит-роговообманковых и др.) метасоматитов - табашек. Последние являются аналогами светлинских фемических метасоматитов - "рябчиков" (Сазонов, Мурзин, 1994), которые минерализованы сульфидами и теллуридами и имеют послеплагиогранитный возраст, сопоставимый с таковым табашек. Светлинские метасоматиты сформировались из мантийного флюида (Сазонов и др., 1989). Это дает нам основание предполагать подобное происхождение и для кочкарских табашек. Но в таком случае проблемы с теллуридами на Кочкарском месторождении нет.

*Сравнение минеральных ассоциаций руд месторождений, сопряженных с
дизъюнктивами различной природы*

Исследование базируется на данных изучения геологической позиции трех месторождений (табл. 94), которые контролируются дизъюнктивами различной природы: рифтогенной (Авзянское месторождение) и коллизионной (швы, Светлинское и Гагарское месторождения и рудопроявления Шамейской группы).

Авзянское месторождение расположено в зоне рифтогенного раскола. Глубина заложения последнего не достигала мантии, о чем свидетельствуют геологические материалы, рассмотренные выше при характеристике этого объекта, а также набор рудных минеральных ассоциаций, состав и пробность самородного золота (табл. 92). Ранее в настоящей главе, эти аргументы рассмотрены. Дизъюнктивы, которыми контролируются Светлинское и Гагарское месторождения, а также объекты Шамейской группы, мантийного заложения, представляют собой коллизионные швы и проявлены

Сравнение рудных минеральных ассоциаций золоторудных месторождений, сопряженных с дизъюнктивами различной природы: рифтогенной (Авзянское месторождение), коллизионной (Светлинское месторождение, проявления Шамейской группы). По (Мурзин, 1997) с изменениями и дополнениями

Месторождения	Боковые породы	Околорудные метасоматиты и их возраст	Рудные минеральные ассоциации
Авзянское	Углеродистые сланцы	Березиты. R_2	Пирит-полиметаллическая: py, cpy, po, gn, au (проба 813-824, Hg до 0,1 мас.%) Пирит-арсенопиритовая: py, asp, po, au
Светлинское	Вулканогено-осадочный метаморфизованный комплекс (зеленсланцевая и амфиболитовая фации). $O-D_2$	Амфибол-биотитовые (табашки), кварц-биотит-серицитовые. S_{1-2}	Пирит-пирротиновая: py, po, pent, cpy Пиритовая: py Пирротин-полиметаллическая: po, cpy, sp, argent, au (проба 754-810) Полиметаллически-теллуридная: а) sp, cpy, mel, fr, al б) hs, hs-pet, sv, au (проба 873-913) в) hs-pet, cv, pet, au (проба 932-948) г) sp, gn, bor, td, au (проба 932-948) д) tr Марказит-халькопирит-пиритовая: marc, cpy, py Пирротин-халькопиритовая: po, cpy
Шамейская группа	Вулканогенно-осадочные породы, зеленсланцево-преобразованные. S_1	Березиты-листвениты, метасоматиты кварц-серицитовой формации. S_1	Пирит-пирротин-магнетитовая: py, po, mt, cpy Пирротин-халькопирит-теллуридная: po, cpy, cv, tetr, au (проба 960-981, Hg до 0,2 мас.%) Сфалерит-халькопиритовая: cpy, sp

Примечание. Золотины, в которых Hg не указана, содержат ее в количестве меньше 0,0п мас.%.


в природе в виде мощных зон смятия. Золотое оруденение здесь обычно более высокотемпературное (до 550-560 °С) по сравнению с оруденением кварц-жильного типа (не выше 360-390 °С), связанного с гранитоидным магматизмом. Кроме перечисленных, для такого оруденения характерны такие отличительные признаки, как присутствие троилита и теллуридов в рудах, вхождение Cr и Ni в состав литогеохимического ореола. Причем указанные зоны смятия характеризуются длительной прерывистой "жизнью" - по ним периодически (до трех раз) поступали преимущественно тепловая энергия, мантийное вещество, циркулировали мантийные и коровые, включая вадозные воды, флюиды.

Из приведенного выше следует, что дизъюнктивы различной природы имеют неодинаковое отношение к контролю золотого оруденения. Это хорошо видно из табл. 94, где приведены эталонные золоторудные объекты, сопряженные с разнотипными дизъюнктивами. В частности, для золотооруденения рифтогенных зон раскола, сформировавшихся из корового флюида, характерны простые по минеральному составу рудные ассоциации (см. табл. 92, Авзянское месторождение).

С коллизионными дизъюнктивами, проявленными в пределах пассивной континентальной окраины (корового заложения), известен ряд мелких месторождений и рудопроявлений (Чувальское, Вейнберг и др.). Для их руд характерны полиметаллические минеральные ассоциации с повышенным содержанием теннантита. Более сложные сульфосоли и теллуриды в них не установлены.

В месторождениях Шамейской группы, где проявлены две стадии его формирования, так же, как в Гагарском и Светлинском месторождениях, проявлены признаки формирования из мантийного флюида. Главное, что объединяет эти месторождения в одну группу, это формирование из мантийного флюида, близкий набор основных минеральных ассоциаций и теллуридов.

В.В.Мурзин (1997) оценил активность теллура при формировании руд из мантийных и коровых флюидов. Она оказалась максимальной ($10^{6.5}$) при образовании Гагарского месторождения (установлен большой список теллуридов и самородный теллур), минимальной - Кумакского месторождения (теллуриды не установлены), промежуточной - Светлинского месторождения и объектов Шамейской группы. Из приведенного следует принципиальный вывод о том, что по количеству теллуридов в рудах золоторудных месторождений (и наличию в них самородного теллура) можно оценивать глубинность мантийного флюида, породившего их.

Выводы

1. Состав минеральных ассоциаций руд (и парагенезисов околорудно измененных пород - см. Сазонов, 1998) золоторудных месторождений Урала определяется главным образом составом рудопродуцирующих комплексов (магматогенных, метаморфогенных и др.), глубиной их зарождения и становления (мантия, кора) и опосредованно через указанные комплексы типом рудообразующего флюида (коровый, мантийный).

В зонах континентального рифтогенеза в связи с дизъюнктивами корового заложения образуются золоторудные месторождения с минеральными ассоциациями простого состава. В них нет теллуридов. Самородное золото отличается высокой пробой, в нем нет Pd, Cu, практически нет Hg. В случае вскрытия дизъюнктивами в указанных структурах, а также в пределах активной континентальной окраины мантийных глубин в рудообразовании участвует глубинный флюид. Это приводит к существенному усложнению минеральных ассоциаций, появлению в их составе пирротина, аргентопентландита, троилита, разнообразных теллуридов. В самородном золоте средней и низкой пробы фиксируются Pd, Cu, Hg.

С интрузиями тоналитового состава на активной окраине сопряжены золоторудные месторождения, для руд которых характерны минеральные ассоциации, не содержащие теллуридов, но несущие, нередко в заметных количествах блеклые руды (теннантит). Золото таких руд высокопробное, не содержит Pd и концентрирует в ничтожных количествах (первые сотые доли мас.%) Cu и Hg.

2. Значительная роль в формировании разнообразия в минеральных ассоциациях золоторудных месторождений принадлежит типу рудообразующего флюида (мантийный, коровый). Коровый флюид - прерогатива рифтогенных зон и активной континентальной окраины. Мантийный флюид типоморфен для океанической, островодужной геодинамических обстановок, может появиться в зонах рифтогенеза и в активной континентальной окраине. Именно этим флюидом обуславливается появление сложных минеральных ассоциаций, теллуридов, низкопробного, Pd-, Hg-, Cu-содержащего самородного золота. Им же обусловлено образование относительно высокотемпературных (до 620°C) метасоматитов фемического профиля. Можно говорить о линейности минеральных ассоциаций, развитых из мантийного флюида в островодужной и океанической геодинамических обстановках. Очевидно, когда такие ассоциации кристаллизуются с участием мантийного флюида в обстановке активной континентальной окраины, следует говорить об их нелинейном характере.

3. На некоторых золоторудных месторождениях проявлена зональность (вертикальная и горизонтальная) метасоматитов и сопряженных с ними руд (рудных минеральных ассоциаций). Например, в Березовском рудном поле с глубиной березиты сменяются сначала эйситами, затем - гумбеитами. Синхронно сменяются и рудные минеральные ассоциации. Шеелит, например, развит на глубоких горизонтах. Ближе к поверхности он сменяется блеклыми рудами (сопряжены с березитами-лиственитами), а еще выше - айкинитом (апикальные части ореолов березитизации-лиственитизации).

Особенно отчетливо вертикальная зональность (рудная и метасоматическая) проявлена в пределах месторождений и проявлений, сопряженных с Верхнелобвинским габбро-диоритовым массивом. Здесь в нижней части рудно-метасоматической колонны (Приозерное и Ларьковское месторождения) развиты березиты, в средней - кварц-серицитовые (Травяное месторождение) и в верхней - кварц-альбит-серицитовые (Лялинское месторождение) метасоматиты. От верхней части колонны к нижней в составе рудных минеральных ассоциаций возрастает роль теллуридов и количество примесного Cd в сульфидах. В противоположном направлении растет значимость ртутных минералов, а также величина примеси Hg в самородном золоте и сульфидах.

Кроме того, в указанных колоннах с глубиной в метасоматитах нарастает количество карбоната, а кварца - уменьшается.

4. Теллуридные минеральные ассоциации - хороший индикатор геодинамических обстановок формирования золоторудных месторождений. Они характерны главным образом для объектов островодужной обстановки (колчеданное семейство золотосодержащих месторождений). Эти минеральные ассоциации отмечаются и в месторождениях, сопряженных с вещественными комплексами коллизионных структур (швов, зон смятия мантийного заложения).

ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОРЕОЛЫ

Основные черты состава и строения литогеохимических ореолов золоторудных объектов различных геодинамических позиций рассмотрены в главах 3-8. Здесь мы поставили задачу дать обобщенную характеристику золоторудных объектов, объединенных в три группы: 1) собственно золоторудные с подразделением на два типа - кварц-жильный и прожилково-вкрапленный; 2) золотосодержащие колчеданного семейства и 3) хрусталеносные кварц-жильные. Естественен вопрос: чем обусловлен наш выбор? Во-первых, объекты 1-й и 2-й групп - обуславливают основу минерально-сырьевой базы региона по золоту. Во-вторых, месторождения 3-й группы являются единственным источником пьезосырья и высококачественного кварца для различных производств. И в последние годы (Огородников, 1993; Огородников, Сазонов, 1991) показано, что ряд месторождений этой группы (Южный и Приполярный Урал) перспективен для открытия в них золотого оруденения. Посмотрим, каким образом объекты трех выделенных групп распределяются по геодинамическим обстановкам. Месторождения первой группы типоморфны для активной континентальной окраины (сопряжены с вулкано-плутоническим поясом, представленным габбро-диорит-гранодиоритовым, габбро-гранитным и тоналит-гранодиоритовым комплексами, а также с зонами смятия, контролирующими развитие метаморфитов-метасоматитов от относительно высокотемпературных, содержащих в парагенезисе сине-зеленую роговую обманку и бурый биотит, до низкотемпературных - аргиллизитов). Объекты второй группы типичны для колчеданосных вулканогенных комплексов островодужной геодинамической обстановки, в меньшей мере они развиты в океанической обстановке. Что касается месторождений третьей группы, то ее представители известны в двух геодинамических обстановках: первая - активной континентальной окраины (сопряжены с массивами гранитоидов тоналит-гранодиоритовой формации и с шовными зонами), вторая - коллизионные швы в пределах площадей развития комплексов рифтогенных и в меньшей мере пассивной континентальной окраины.

В (Главные..., 1990) показано, что развитие разнообразных гидротермально-метасоматических процессов в горных породах приводит к дифференциальной подвижности элементов (рудных и нерудных), в том числе привнесенных гидротермами. Это проиллюстрировано на примере развития антигоритизации, оталькования, пропилитизации разнообразных пород, калишпатизации, березитизации и др. Сделаны следующие принципиальные выводы: 1) миграционная способность элементов-примесей резко уменьшается с падением температуры и возрастанием щелочности раствора, обусловившего метасоматоз; 2) при серпентинизации ультрабазитов, а также при зеленосланцевом метаморфизме пород в условиях преимущественно эпидот-хлоритовой минеральной фации привносится значительное количество золота, которое может "стягиваться" в максимально ослабленные зоны разломов; 3) в телах околорудных изменений более подвижные элементы-примеси (рудные элементы) концентрируются в апикальной части, а менее подвижные - в нижней, подрудной. Так как указанные тела имеют концентрически-зональное строение (Сазонов, 1984), отмеченные закономерности можно, очевидно, объяснить наличием вертикальных геохимических барьеров, каковыми являются границы зон метасоматитов, где происходит скачкообразное изменение РТХ-параметров минералообразования (Сазонов, 1988).

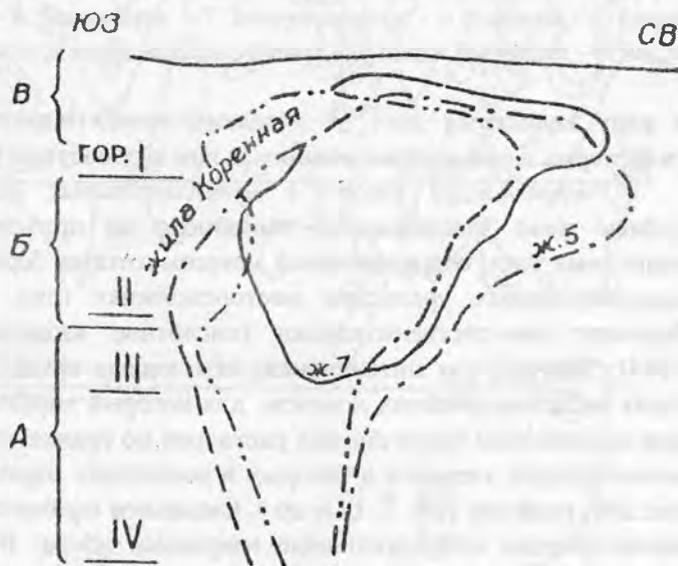
Аналогичные выводы получены в результате изучения метасоматических ореолов золотосодержащих месторождений колчеданного семейства (Баранов, 1987; Медноколчеданное..., 1992, С. 156-168).

ОРЕОЛЫ СОБСТВЕННО ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Литогеохимические ореолы объектов с оруденением обеих подгрупп (см. выше) всегда комплексные. В них обычно отчетливо вырисовываются частные (пометальные) ореолы золота, серебра, мышьяка, вольфрама, висмута, сурьмы, меди, свинца, молибдена, олова, кобальта, серы. Обычно с верхними частями рудных тел сопряжены наиболее интенсивные ореолы бария, сурьмы, серебра, свинца, со средними частями - цинка, меди, а с нижними (подрудными) - вольфрама, кобальта, никеля. Для месторождений, сопряженных с зонами ТМА и возникших при участии мантийных флюидов, характерна проявленность ореолов кобальта, хрома, иногда никеля, а при малых глубинах формирования (не более 1,5 км) - сурьмы и ртути (последняя наиболее характерна). Вольфрам - обычный элемент подрудных сечений (Атабекьянц, 1977; Григорян, Петров, 1979) - в рассматриваемых объектах всегда надрудный (Сазонов, Григорьев, Попов и др., 1989).

Распределение золота в рудных телах. Важнейшая для практики особенность кварц-жилных (рис. 239, 240) и прожилково-вкрапленных (рис. 240, з) золоторудных и некоторых других (рис. 240, ж) месторождений - выклинивание с глубиной рудных тел и сопряженных с ними околорудных метасоматитов. Причем рудные тела (в частности, минерализованные кварцевые жилы) различных объектов выклиниваются удивительно единообразно, что хорошо видно на вертикальных продольных (см. рис. 239) и поперечных (см. рис. 240) сечениях через них.

Рис. 239. Изменение формы крутопадающих кварцевых жил на уральских золоторудных месторождениях с глубиной. Продольная проекция на вертикальную плоскость. По (Берзон, 1974):
А - В - зоны: прикорневая (А), прифронтальная (Б), фронтальная (В)



Распределение золота в кварц-жилных и прожилково-вкрапленных телах золоторудных месторождений колеблется от крайне неравномерного до равномерного (рис. 241, 242). На фоне рядовых концентраций элемента выделяются участки со "столбовым" содержанием. В большей мере это свойственно кварц-жилным месторождениям, но проявляется и на объектах с прожилково-вкрапленным оруденением (рис. 242 - 244). На фоне общей неоднородности распределения золота в вертикальной плоскости наблюдается закономерное понижение его концентрации с глубиной, что наиболее характерно для кварцевых жил. Среднее содержание золота на прожилково-вкрапленных золоторудных объектах всегда меньше, чем на кварц-жилных. При этом на последних оно увеличивается (статистическая закономерность)

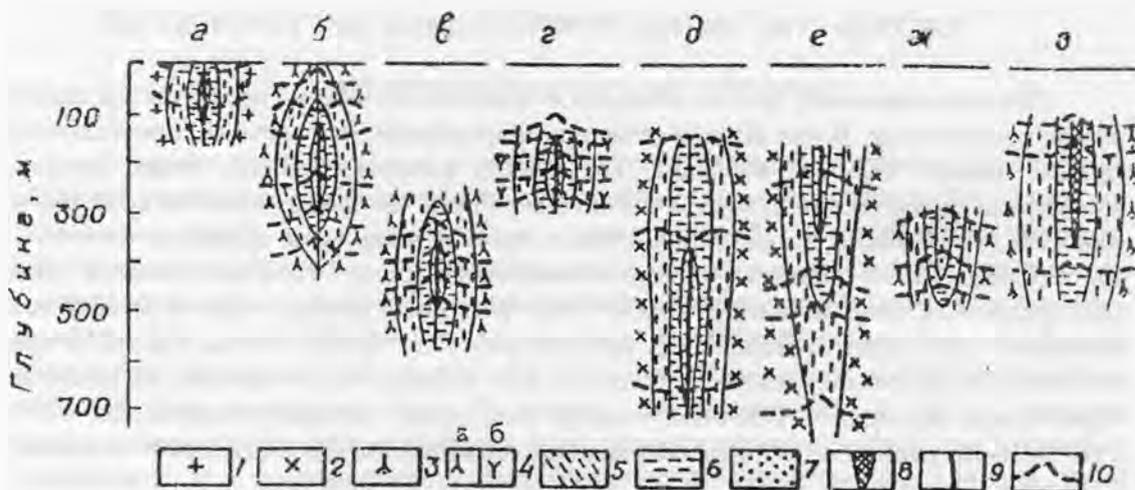


Рис. 240. Выклинивание кварцевых жил с глубиной и кривые распределения золота в разноглубинных горизонтальных сечениях ореолов березитизации-лиственнитизации пород аметистового (а), золоторудных (б-е), медно-кобальтового (ж) и золотополиметаллического (з) месторождений.

а-е - месторождения: а - Ватиха; б, в - Быньговское; г - Березовское; д - Крылатовское; е - Кочкарское; ж - Пышминско-Ключевское; з - Муртыкты.

1 - биотитовый гранит; 2 - плагиогранит; 3 - андезитовый порфирит; 4 - базальт-андезитовый порфирит (а) и диабаз (б); 5-8 - метасоматиты различных зон ореолов окolorудно измененных пород: 5 - внешней, 6 - промежуточной, 7 - внутренней, 8 - то же, но существенно замещенные рудой; 9 - кварцевая жила; 10 - кривая распределения золота

в ряду кварцевых жил от метаморфогенно-гидротермальных через магматогенно-гидротермальные к образовавшимся при воздействии (участии) мантийных флюидов.

Распределение золота в метасоматитах, сопровождающих кварц-жильные рудные тела. Исследование выполнено на примере золотоносных и безрудных кварцевых жил, сопряженных с метасоматитами березит-лиственитовой формации на многочисленных уральских месторождениях (рис. 245, 246). Золото в процессе березитизации-лиственнитизации (кислотное выщелачивание) выносится (Сазонов, 1984). Причем тем интенсивней, чем кислее среда минералообразования. Вероятно, часть метасоматических колонок, для которых характерен вынос золота, образовалась при воздействии более кислых растворов по сравнению с той частью колонок, уровень концентрации элемента в которых в различных зонах метасоматитов сопоставим (см. рис. 245, графики 2, 5, 7, 14 и др.). Сказанное относится к метасоматическим колонкам, заключающим непродуктивные кварцевые жилы. В аналогичных образованиях, но сопряженных с золотоносными кварцевыми жилами, распределение золота намного сложнее. Выделяются следующие типы кривых распределения элемента в колонках березитизации-лиственнитизации различных пород (см. рис. 246): 1) вынос во внешней, иногда и в промежуточной зонах и обычно резкий привнос - во внутренней (графики 2, 3, 5, 7, 13, 14, 16, 23, 27); 2) привнос (графики 1, 4, 6, 8, 12, 15, 17, 21, 26, 28, 31-34); 3) инертное поведение (графики 22, 30); 4) привнос во внешней зоне и вынос - в промежуточной (график 29). Материалы, приведенные на рис. 245 и 246, интегрально представлены на рис. 240, который иллюстрирует различное поведение золота в две стадии гидротермального процесса: кислотного выщелачивания (золото из тела метасоматитов выносится, возможны незначительные участки инертного его поведения) и щелочную (золото привносится, но концентрируется в различных частях

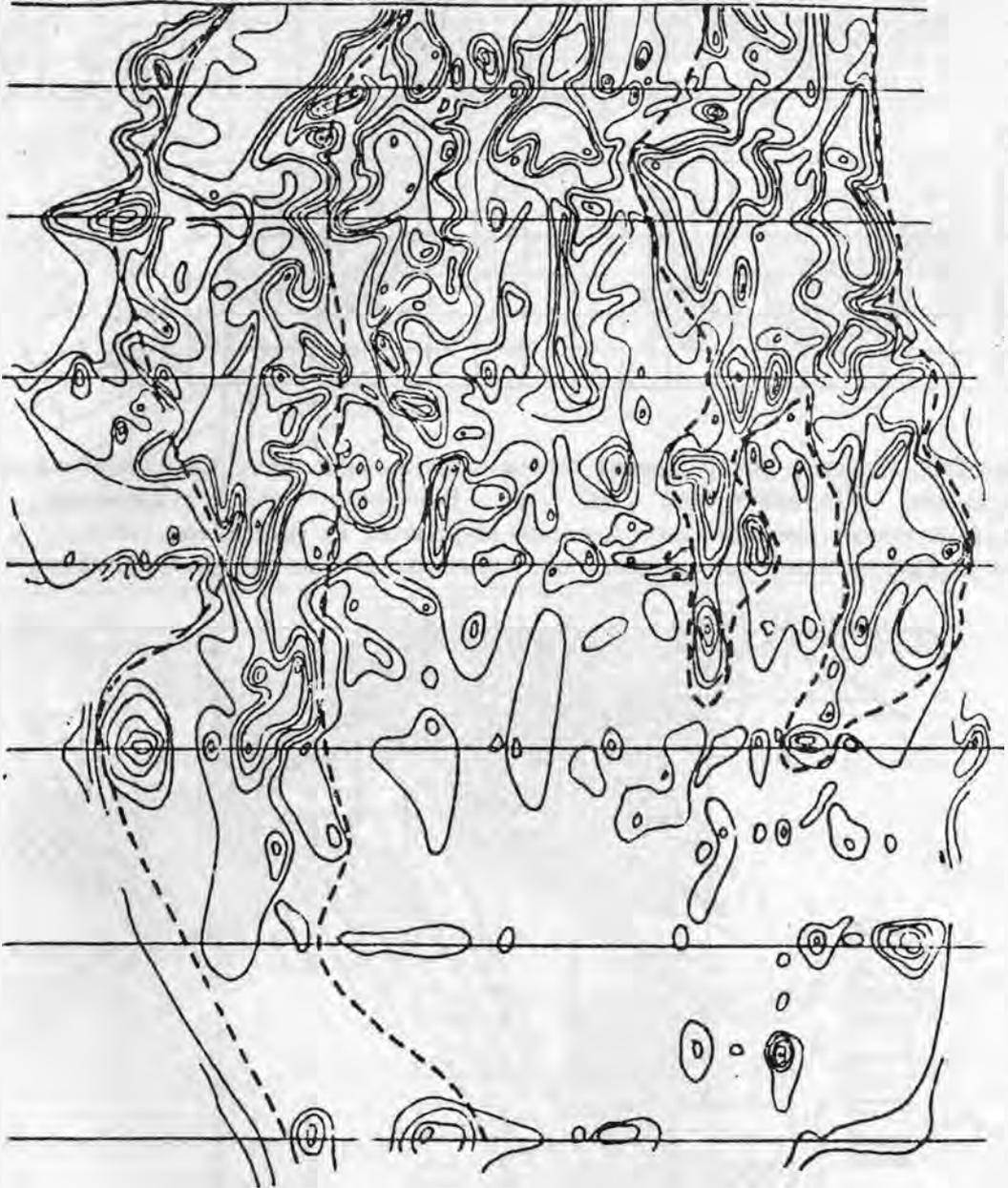


Рис. 241. Характер распределения золота в продольной проекции на вертикальную плоскость кварцевой жилы Бынговского золоторудного месторождения.

По (Берзон, 1974):

Сплошные линии - изоконцентрации золота; штриховые - основные рудные столбы

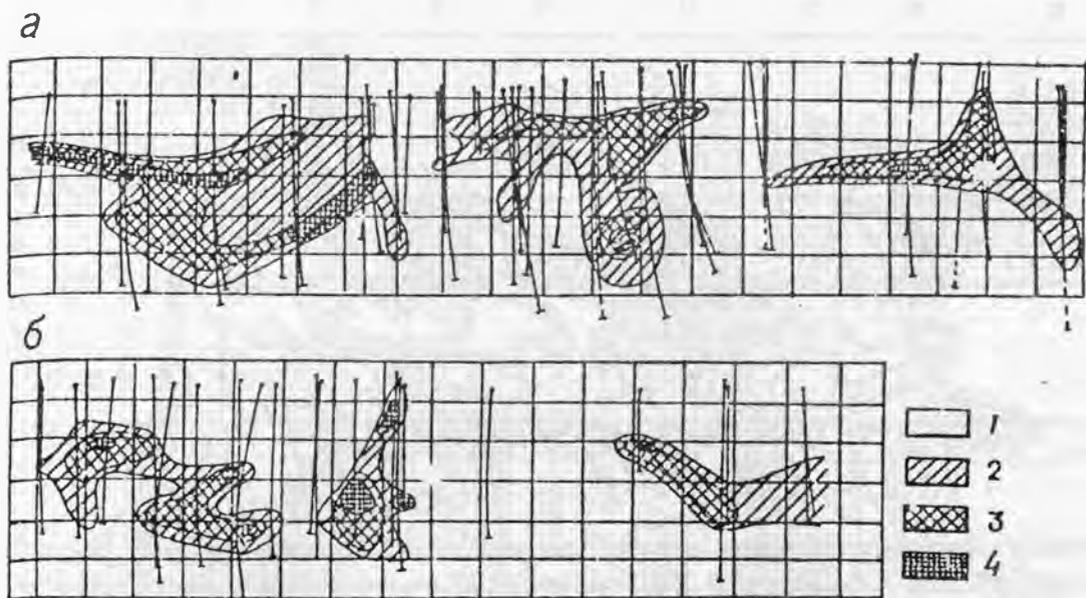


Рис. 242. Характер распределения золота в продольной проекции на вертикальную плоскость Промежуточной (а) и Восточной (б) рудоносных зон золотополиметаллического месторождения Муртыкты. По (Бердников, 1986):
1-4 - содержание золота, интенсивность штриховки прямо пропорциональна концентрации

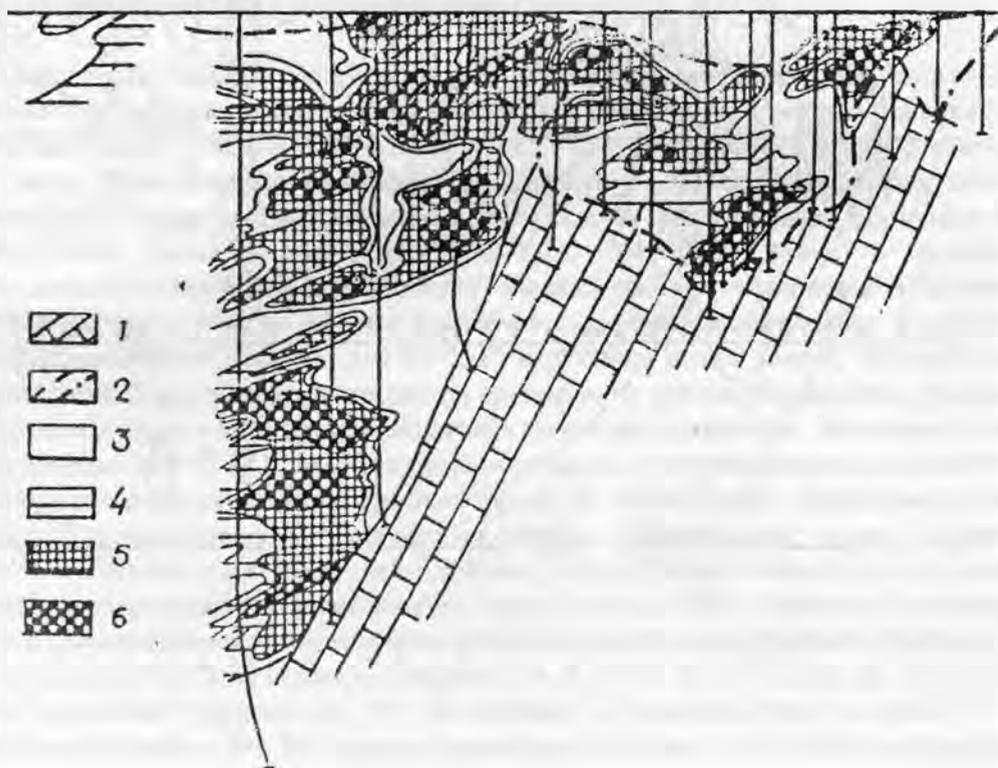


Рис. 243. Характер распределения золота в широтном вертикальном разрезе через Светлинское месторождение с золотооруденением нетрадиционного типа:
1 - мраморы; 2 - верхняя и нижняя части коры выветривания; 3-6 - содержание золота, интенсивность штриховки прямо пропорциональна концентрации

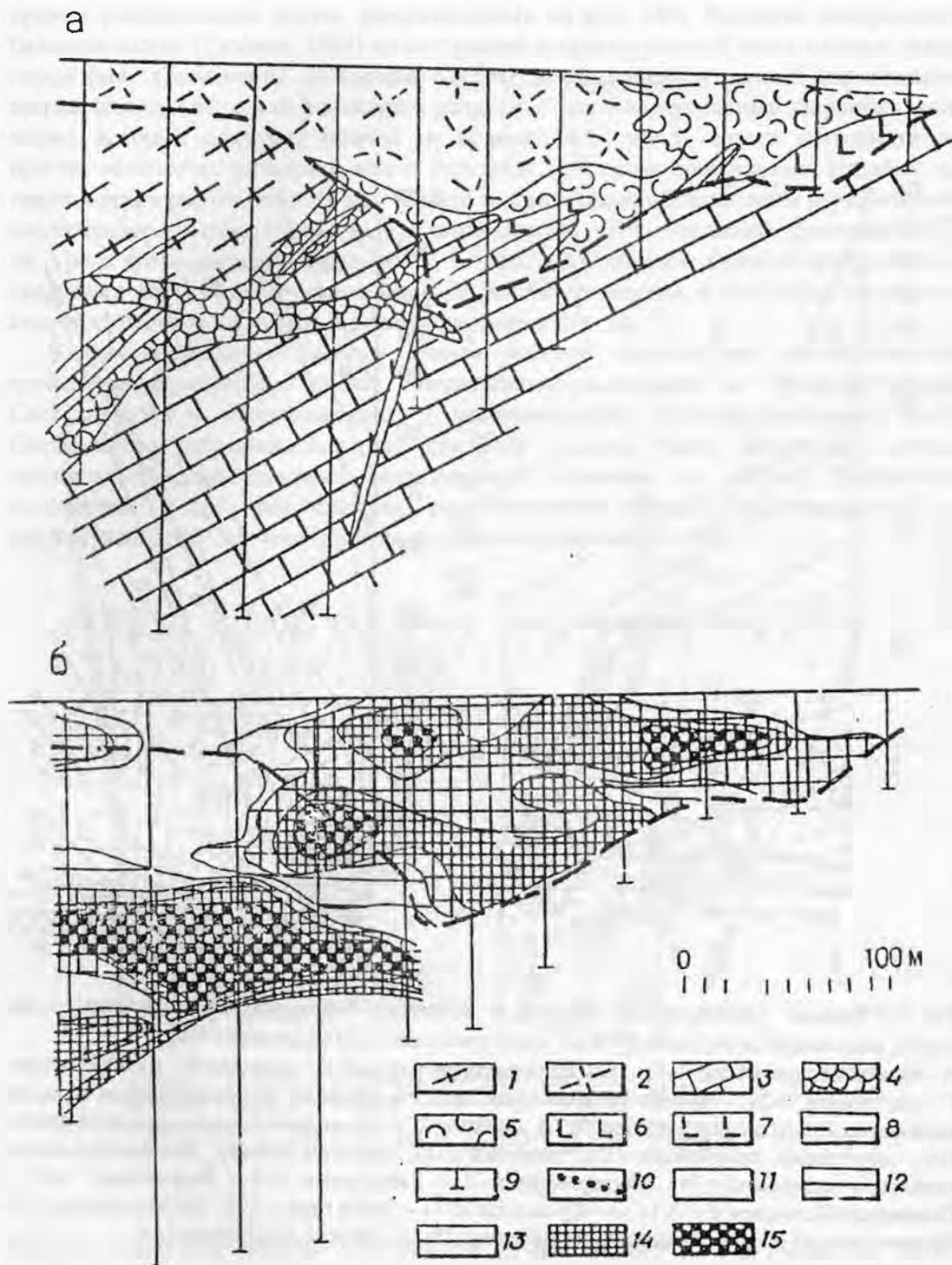


Рис.244. Широтный геологический разрез через Воронцовское месторождение (а) и морфология литогеохимического ореола золота в его пределах (б):

1 - туфосланцевая толща; 2 - продукты выветривания туфосланцевой толщи; 3 - известняки; 4 - метасоматиты пропилитовой, кварц-серицитовой и джаспероидной формаций; 5 - карстовые образования (сложены силикатным остатком метасоматитов и привнесенным материалом); 6 - дайки основного состава; 7 - продукты выветривания даек; 8 - нижняя и верхняя границы коры выветривания и карстовых образований; 9 - буровые скважины; 10 - линии разделения разреза на поля (пояснения в тексте); 11-15 - распределение средневзвешенного содержания золота, интенсивность штриховки прямо пропорциональна концентрации

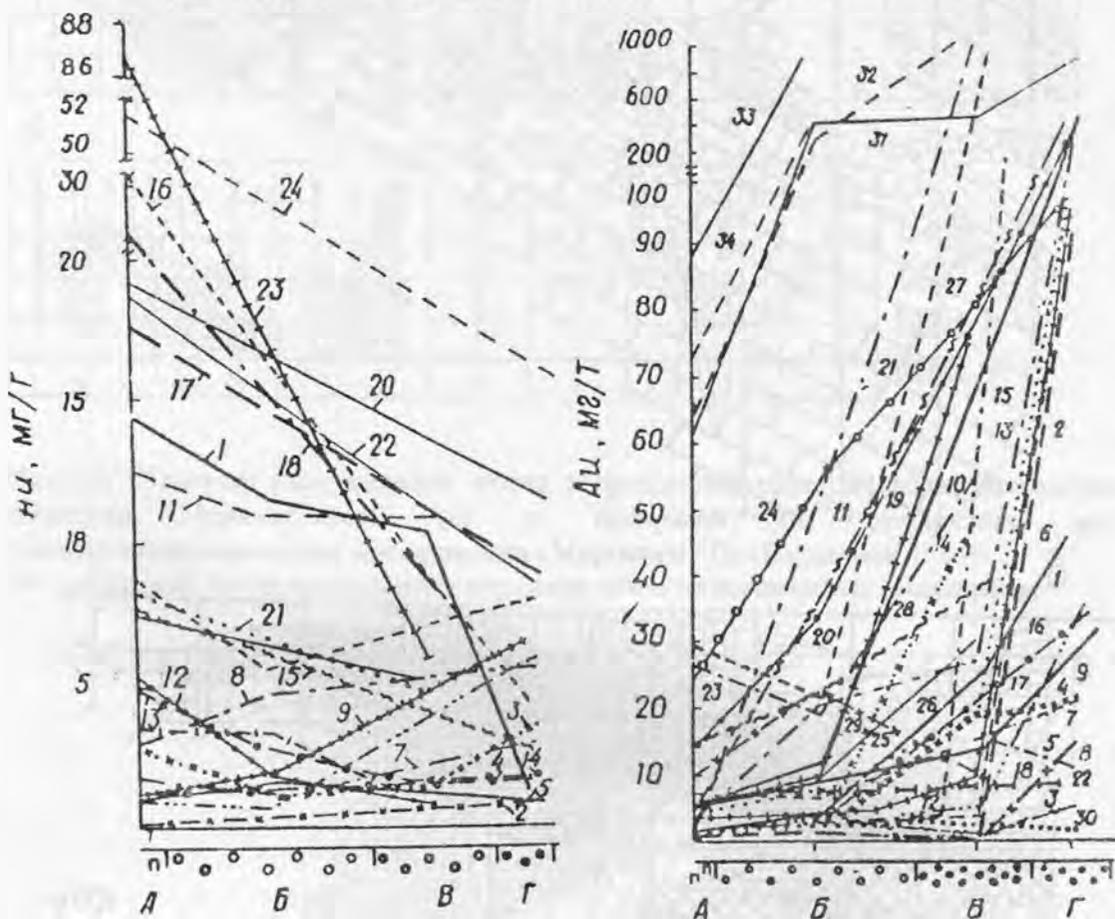


Рис.245. Кривые распределения золота в колонках березитизации-лиственнитизации пород, развившихся около безрудных кварцевых жил. По (Сазонов, 1984):

А - эдукты метасоматитов; Б-Г - зоны метасоматитов колонок: Б - внешняя, В - промежуточная, Г - внутренняя, 1-24 - графики распределения золота в колонках по серпентинитам и тальк-карбонатным породам (1-6), габбро (7-11), диабазам (12-15), андезит-базальтовым порфирирам (16), диоритовым порфирирам (17), диоритам (18), гранитам (19-22), углисто-кремнисто-глинистым сланцам (23,24). Месторождения: 1 - Благодатное; 2-3 - Березовское; 4-6,9 - Пышминско-Ключевское; 7,8,12,13 - Шульгинское; 11 - Лысая гора; 14,15 - Малоистокское; 16 - Круглая гора; 17-23 - Кумакское, 18 - Наилинское; 19-22 - Ватиха; 24 - Миндякское

Рис.246. Кривые распределения золота в колонках березитизации-лиственнитизации пород, развившихся около продуктивных кварцевых жил золоторудных месторождений. По (Сазонов, 1984):

А-Г - то же, что на рис.245; 1-34 - графики распределения золота в колонках по серпентинитам и тальк-карбонатным породам (1-12), габбро (13,14), диабазам (15-22), андезит-базальтовым порфирам (23-26), диоритам (27), плагиогранитам (28-34). Месторождения: 1 - Благодатное; 2,4,15-19 - Березовское; 5-7 - Пышминско-Ключевское; 8 - Михеев Лог; 9,14 - Кашеева жила; 10 - Лысая гора; 11 - Наилинское; 12 - Мурашкина гора; 13 - Свердловское; 20 - Малоистокское; 21 - Миндякское; 22 - Бакальское; 23-26 - Быньговское; 27-30 - Крылатовское; 31-34 - Кочкарское

ореола околорудно измененных пород, чем и обусловлено неодинаковое усложнение кривых распределение золота, представленных на рис. 240). Расчетом минеральных балансов золота (Сазонов, 1984) во внутренней и промежуточной зонах колонки таких пород (вне зависимости от состава эдукта) устанавливается ранний (практически всегда) и поздний (только в колонках, развитых около продуктивных кварцевых жил) пирит, который содержит обычно не больше 10-12 мас.% золота метасоматитов, причем количество металла в нем и нерудных минералах сопоставимо. Поздний же пирит концентрирует более 90 мас.% всего золота. Таким образом, зоны выноса золота около кварцевых жил (Рослякова, Росляков, Звягин, 1970; Рослякова, Росляков, 1975) на Урале нами уверенно выделяются, но, главным образом около непродуктивных кварцевых жил. Около рудоносных жил они уничтожаются в результате отложения высокозолотоносного пирита в рудную щелочную стадию.

Литогеохимические ореолы золота районов золоторудных месторождений прожилково-вкрапленного типа. Исследование выполнено на примере районов Светлинского и Воронцовского месторождений. Литогеохимический ореол Светлинского месторождения (см. рис.243) - лишь часть обширной системы литогеохимических ореолов, охватывающей площадь в десятки квадратных километров. Часть этой системы, расположенной севернее месторождения (см. рис.247), подробно изучена (Григорьев, Сазонов, Иванищев, 1990).

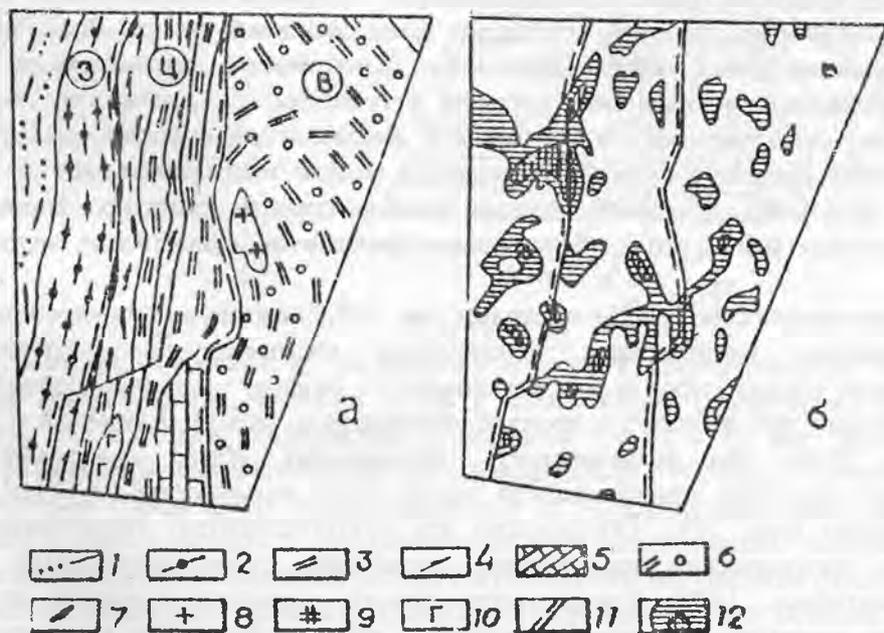


Рис.247. Схема геологического строения (а) и характер литогеохимических ореолов (б) в районе, расположенном к северу от Светлинского месторождения нетрадиционного золотооруденения. По (Григорьев, Сазонов, Иванищев, 1990):

1 - филлиты, алевролиты и алевропесчаники; 2 - углеродистые алевролиты, алевропесчаники, кварциты, кремнистые сланцы с прослоем доломитов; 3 - хлорит-кварц-сланцевые и кварц-сланцевые сланцы; 4 - амфиболовые сланцы; 5 - мраморы; 6 - гнейсовидные кварц-сланцевые сланцы, иногда с гранатом, ставролитом, дистеном; 7 - ультрабазиты антигоритизированные, иногда оталькованные; 8 - гранитоиды тоналит-гранодиоритовой формации; 9 - гранитоиды габбро-гранитной формации; 10 - амфиболиты и габбро-амфиболиты; 11 - границы между зонами района (З-западная, Ц-центральная, В-восточная); 12 - литогеохимические ореолы золота, интенсивность штриховки прямо пропорциональна концентрации

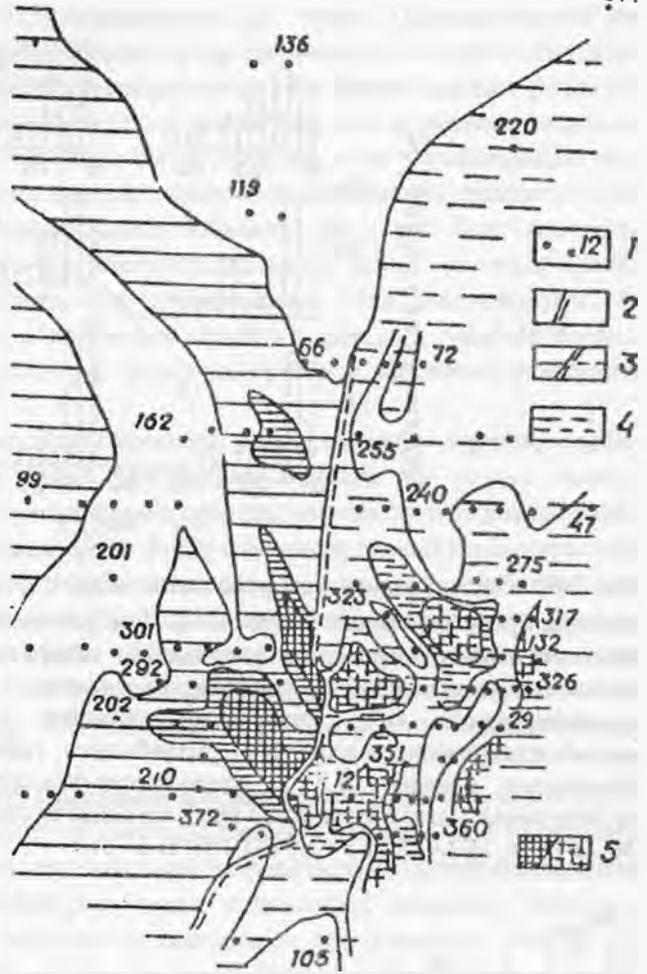
Приведенное описание ореолов базируется на этой работе. Основой для исследования послужили 1278 проб коренных пород на золото, 100 из которых проанализированы пробирным методом, остальные - нейтронно-активационным (в основном пробы с содержанием металла ниже чувствительности пробирного анализа - 0,01 г/т). Площадь Светлинского месторождения в геологическом и петрографическом отношениях делится на три субмеридиональные зоны (рис. 247, а): западную, центральную и восточную. Западная сложена терригенными породами, иногда отмечаются доломиты. Перечисленные породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации (эпидот - и мусковит-хлоритовая субфации). Центральная соответствует зоне долгоживущего регионального разлома, разделяющего фемический и салический блоки земной коры. Состав центральной зоны с востока на запад последовательно меняется от мраморов через мергели к песчано-глинистым отложениям с прослоями туфов основного состава. Характерны дайки диабазов и габбро-диабазов. В пределах зоны разлома степень метаморфизма пород варьирует, что обусловлено проявлением, кроме указанного зеленосланцевого, метаморфизма амфиболитовой фации, а также разнообразного метасоматоза (Корово-мантийное..., 1989). Соответственно представлены здесь минеральные парагенезисы от сравнительно низкотемпературных (с кварцем, серицитом, карбонатом, актинолитом, хлоритом, пиритом) до относительно высокотемпературных (с сине-зеленой роговой обманкой, бурым биотитом, пирротинном). В целом в характеризуемой зоне разлома преобладают продукты гранат-роговообманковой субфации амфиболитовой фации и эпидот- и мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации. Восточная зона сложена гнейсовидными кварц-биотитовыми, биотитовыми, двуслюдяными, кварц-биотит-мусковитовыми сланцами, местами с гранатом, силлиманитом, дистеном, кордиеритом, относящимися в основном к силлиманит-альмандиновой субфации амфиболитовой фации. Участками выделяются мелкие тела гранитоидов. В северо-восточном углу рассматриваемой площади развиты граниты гранитной формации. В целом восточная она - это глубоко метаморфизованная существенно терригенная толща.

Литогеохимические ореолы золота (см. рис. 247, б) вытянуты в северо-западном и северо-восточном направлениях, являющихся секущими по отношению к сланцеватости горных пород и зоне регионального разлома - некоторые особенности, использованные при выделении ореолов, приведены в работе (Григорьев, Сазонов, Иванищев, 1990). Эта закономерность, по-видимому, общая для значительной территории, поскольку принципиально то же было установлено на Светлинском месторождении (рис. 248). Обусловлено это приуроченностью литогеохимических ореолов к тектоническим нарушениям, оперяющим субмеридиональный разлом (Корово-мантийное..., 1989). Контрастность ореолов возрастает с востока на запад. Однако это частность, так как на указанном месторождении она максимальна в средней зоне. Среднее содержание золота в породах района 48 мг/т. Концентрация его увеличивается от наиболее метаморфизованных пород восточной зоны к наименее метаморфизованным, слагающим западную. В результате породы западной зоны, масса которых составляет только 30% от всех горных пород района, концентрируют почти половину золота. Такое распределение этого элемента определяется в первую очередь соответствующим расположением литогеохимических ореолов. На резко преобладающие участки с содержанием золота 0-50 мг/т (обычное для пород метаморфизованных толщ) приходится всего 21% от общей массы этого элемента. Среднее содержание в таких участках 11,0 мг/т. По распределению в них золота район делится на две части. Первая представлена восточной зоной со средним содержанием 5,6 мг/т, вторая - центральной и западной со средним содержанием 13,0 и 12,0 мг/т соответственно. Причем в отмеченных участках наблюдается обычное распределение золота: минимум - в гранитах гранитной формации, максимум - углеродистых породах.

Рис.248. Морфология литогеохимического ореола золота на одном из горизонтов Светлинского месторождения.

По (Корово-мантийное...,1989):

1 - буровые скважины, опробованные на золото; 2 - границы коры выветривания (сплошная линия) и карстовой депрессии (штриховая); 3-5 - количество золота в коренных породах (слева) и коре выветривания (справа), интенсивность штриховки прямо пропорциональна концентрации



Отмеченные особенности распределения золота подчеркиваются не только средними содержаниями, но также модой и самим видом (характером) гистограмм (рис. 249). На площади исследования содержание золота в 12 раз превышает его концентрацию в кристаллических сланцах и парагнейсах - породах, с которыми могут сопоставляться образования рудовмещающего и рудопроизводящего комплексов. Сказанное с учетом данных о приуроченности мест концентрации основной массы золота к оперяющим региональной разлом тектоническим нарушениям свидетельствует о том, что мы имеем дело с районом интенсивного привноса этого металла. Вероятно, большая часть золота осаждена в период активизации уже консолидированной структуры земной коры и дренирования мантии. Однако источник металла не совсем ясен. Особенности распределения золота в резко преобладающих участках с содержанием менее 50 мг/т легче объясняются с позиций выноса его из зон метаморфизма амфиболитовой фации в зоны более низкотемпературного метаморфизма, поскольку граница между относительно богатыми и более бедными золотом комплексами горных пород проходит не по границе фемического и салического блоков, а внутри последнего - по границе метаморфитов амфиболитовой фации. Но в таком случае есть основание считать, что среднее содержание золота в исходных породах могло быть около 11 мг/т, т.е. примерно в 3 раза больше среднего для метаморфизованных осадочных пород земной коры. Отсюда можно сделать вывод о том, что перераспределение золота в пределах исследуемого горизонтального сечения земной коры могло обеспечить поступление в ореолы примерно 10 мас. % сконцентрированного в них золота. Заметим, что в продуктивных кварцевых жилах

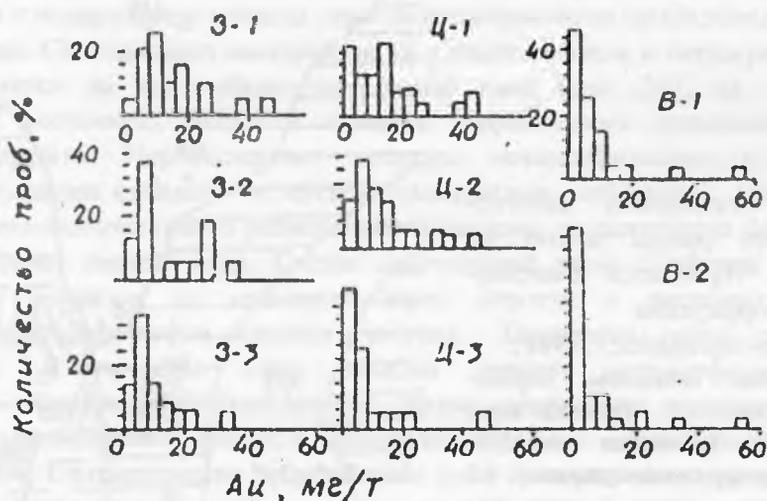


Рис.249. Гистограммы распределения золота в важнейших группах горных пород района, представленного на рис. 247. По (Григорьев, Сазонов, Иванищев, 1990): Зоны изученной площади: 3 - западная, Ц - центральная, В - восточная, 3-7 - углеродистые филлиты и алевролиты; 3-2 - углеродистые кварциты и кремнистые сланцы; 3-3 - алевролиты и алевропесчаники; Ц-1- хлорит-кварц-слоистые и кварц-слоистые сланцы; Ц-2 - амфиболсодержащие породы; Ц-3 - амфиболиты, габбро-амфиболиты, диабазы; В-1 - кварц-биотитовые сланцы; В-2 - кварц-биотит-серицитовые и кварц-серицитовые (иногда серицитовые) сланцы; количество проб, проанализированных на золото: 3-1 - 32, 3-2 - 28, 3-3 - 36, Ц-1 - 56, Ц-2 - 23, Ц-3 - 22, В-1 - 53, В-2 - 51

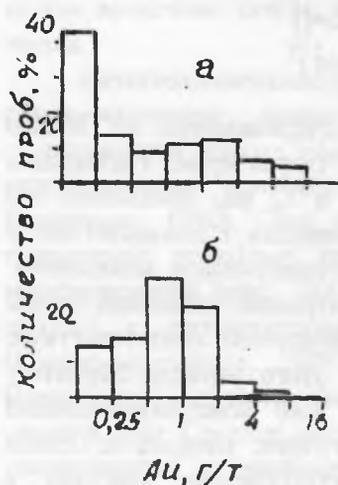


Рис.250. Гистограммы распределения средневзвешенных значений содержания золота в коренных породах (а) и в карстовых образованиях (б) Воронцовского месторождения. По (Сазонов и др., 1991): Количество проб, проанализированных на золото - а - 500, б - 250

количество золота, обусловленного выносом из вмещающих пород в процессе их кислотного выщелачивания, не превышает 30-50 мас. % от его запасов в жилах. Остальная часть элемента привнесена в последние гидротермами из глубин, расположенных ниже уровня выклинивания тел метасоматитов. Литогеохимический ореол Au контрастный и значительный по размерам. Он характеризуется резкими вариациями содержания золота. Центральная часть ореола в коренных породах имеет лестнично-кулисообразное строение. В целом эта часть вытянута вдоль регионального разлома, что обусловлено параллельным расположением трех тел, характеризующихся повышенным средним содержанием золота и протягивающихся в северо-западном направлении. Последнее определяется положением трещиноватых зон разрыва.

оперяющих субмеридиональный разлом (Сазонов, Григорьев, Мурзин, 1987). В продуктах выветривания, просаженных в карстовую депрессию, установлен остаточный (Рослякова, Росляков, 1975) полиэлементный ореол. Принципиально он аналогичен установленному в коренных породах, но составляющие его кулисообразные тела развернуты и вытянуты в широтном направлении. На вертикальных разрезах видно, что центральная часть литогеохимического ореола золота в коренных породах представляет собой крутопадающую на запад зону, состоящую из элементарных тел, количество, величина, размеры и форма которых зависят от интервалов, принятых для расчета средневзвешенных содержаний золота (именно на их базе отстроен литогеохимический ореол последнего на месторождении), а также от того, какой изолинией среднего содержания золота эти элементарные тела очерчиваются. В западной части карстовой депрессии в результате просадки западное падение ореола местами меняется на восточное. В целом же залегание ореола в карстовой депрессии близко к горизонтальному.

Распределение золота в районе Воронцовского месторождения изучено слабо. Данные по его рудному полю, а также единичные анализы на золото пород, локализованных за его пределами, дают основание считать, что ореол этот компактный и контрастный. Вероятно, он расположен среди пород с околокарстовой концентрацией золота. Мофрология литогеохимического ореола определена в результате построений, базирующихся на данных 1500 количественных определений золота в рудных зонах и за их пределами. Большая часть проб проанализирована пробирным методом (чувствительность 0,2 г/т), меньшая - атомно-абсорбционным (чувствительность 0,01 г/т). Величины содержания менее 0,1 г/т уточнены нейтронно-активационным анализом.

Литогеохимический ореол золота прослежен в коренных породах и в экзогенных образованиях. Содержание его варьирует от 2 мг/т до десятков граммов на 1 т, поэтому для выявления главных особенностей строения ореола рассчитаны средневзвешенные содержания для десятиметровых интервалов керна колонковых скважин. Характер распределения золота в коренных породах и экзогенных образованиях разный. В первых оно двухмодальное (рис. 250, а), что свидетельствует о совмещении в одной выборке двух различных естественных совокупностей. Левая часть гистограммы отвечает внешней части первичного геохимического ореола золота, а правая - контрастно выделяющейся внутренней его части. В наиболее изученном разрезе (см. рис. 244) она представлена несколькими почти изолированными участками, приуроченными в основном к телам метасоматически измененных известняковых брекчий. В целом совокупность этих участков локализована почти согласно напластованию вмещающих пород. Но в рыхлых породах она не продолжается. В них характер распределения золота одномодальный. Причем мода (см. рис. 250, б) занимает промежуточное положение между модами бимодальной гистограммы распределения золота в коренных породах (см. рис. 250, а). На разрезе (см. рис. 244) поля относительно больших и малых значений средневзвешенного содержания золота занимают небольшую площадь: большая часть его занята полями усредненного содержания. Установлен необычный факт: средневзвешенное значение содержания золота в пределах ореола в целом в экзогенных образованиях ниже, чем в коренных породах. Причина этого, вероятно, следующая. Разделив площадь разреза, представленного на рис. 244, на пять полей и рассчитав для каждого из них средневзвешенное содержание золота, мы установили, что в коренных породах оно уменьшается по восстанию ореола. В карстовых образованиях эта закономерность не прослеживается. Указанный параметр здесь изменяется незакономерно. В целом же средневзвешенные содержания здесь несколько выше, чем в верхней части ореола, расположенного в коренных породах. Приведенные данные интерпретируются нами следующим образом. Доступная часть геохимического ореола представляет собой его апикальную часть.

Продукты выветривания развивались по коренным породам, менее богатым золотом, чем коренные породы наблюдаемой сейчас апикальной части литогеохимического ореола. Коэффициент концентрации золота в рыхлых образованиях 1,07. Это можно интерпретировать так: вынос вещества, обусловленный прежде всего растворением кальцита при выветривании, почти компенсировался выносом золота и привнесом бедного этим элементом постороннего материала.

Осевая зональность комплексных литогеохимических ореолов золоторудных месторождений. Обобщенная осевая зональность литогеохимических ореолов золоторудных месторождений имеет вид (сверху вниз): мышьяк-серебро, золото (1) - сурьма-висмут-вольфрам-золото (2), олово, молибден-кобальт (Атабекьянц, 1977). В литературе (Григорян, Петров, 1979) имеются сведения о частных примерах осевой зональности таких ореолов с подразделением объектов-эталонов по составу вмещающих толщ. По этому параметру выделяются золоторудные месторождения, залегающие:

- 1) в вулканогенных и интрузивных породах, для которых выделено пять частных рядов зональности: свинец, серебро, мышьяк-золото-цинк-молибден-медь-висмут-олово-вольфрам-кобальт-никель; барий-сурьма, мышьяк-серебро, свинец-цинк, медь, золото-олово, висмут-молибден; мышьяк (1) - свинец-цинк-медь, висмут, золото-мышьяк (2); мышьяк, цинк, медь, висмут-золото-молибден; сурьма-мышьяк-серебро-свинец-цинк-золото, медь, молибден-олово, висмут, вольфрам, кобальт;
- 2) в сланцевых толщах - барий, серебро-мышьяк-сурьма-свинец-висмут, цинк, медь, золото-молибден, никель, кобальт, вольфрам; серебро, свинец, цинк, медь-мышьяк-висмут-золото, серебро, кобальт, молибден, вольфрам; сурьма-серебро-свинец, цинк-медь, золото, висмут мышьяк-никель, кобальт, молибден, вольфрам, олово. Кроме того, в работе (Григорян, Петров, 1979) приводится ряд зональности для золотосурьмяного месторождения (сверху-вниз): мышьяк-сурьма-ртуть-медь-серебро-свинец-цинк-золото. Наши данные и литературные по Уралу (Атабекьянц, 1977) можно представить в виде следующих рядов: Кочкарское месторождение (кварц-жильное) - мышьяк, ртуть, вольфрам, золото-висмут-серебро-свинец-медь-молибден; Быньговское месторождение (кварц-жильное) - серебро-золото-свинец-мышьяк-олово-вольфрам-молибден; Миндякское месторождение (прожилково-вкрапленное)-золото-мышьяк-свинец-вольфрам-золото-кобальт-олово-молибден-никель; Воронцовское месторождение (прожилково-вкрапленное) - мышьяк (1), ртуть-сурьма (1)-золото-сурьма (2)-цинк-свинец-молибден-мышьяк (2)-медь-кобальт. Видно, что на конкретных месторождениях "частные" ряды осевой геохимической зональности могут значительно отличаться от интегрального ряда. Тот же вывод следует, если сравнить материалы, приведенные в работах (Алабин, 1984; Григорьев, Петров, 1979). Причем в одной группе месторождений (Миндякское и др.) золото располагается среди элементов, характеризующих нижнюю часть рудоносных зон, в других (Кочкарское и др.) - среднюю, в третьих (Воронцовское) - апикальную.

При использовании продольной осевой зональности геохимических ореолов на практике необходимо иметь в виду два обстоятельства. Первое - выявленные частные ореолы могут существенно отличаться от интегральных; второе - тактика поисковых работ в существенной мере должна определяться с учетом причин (структурно-тектонических, физико-химических и др.), обусловивших положение золота в конкретном ряду осевой зональности. Некоторые примеры, иллюстрирующие сказанное, приведены в работе (Грабежев и др., 1986).

Объекты нетрадиционного золотооруденения на Урале полигенные и полихронные. Применять к ним для поисков и прогноза ряды геохимической

зональности, установленные для одностадийных месторождений (Григорян, Петров, 1979), обычно весьма сложно. В нетрадиционных объектах такие типичные подрудные элементы (для моногенных месторождений), как никель, кобальт, вольфрам, являются нередко элементами верхней части литогеохимического ореола. И если для всех месторождений необходимо создавать вертикальные ряды горизонтальной зональности, то для полигенных и полихронных это актуально в большей мере.

Таким образом, геохимический ореол золота проявлен отчетливо на всех собственно золоторудных месторождениях этого элемента. В разноглубинных горизонтальных сечениях ореолов околорудно измененных пород он ведет себя по-разному (Сазонов, 1984). В указанной работе приведены примеры, показывающие возможность на этой основе поисков слепого оруденения и оценки перспектив глубоких горизонтов. Сейчас ясно, что поиски золота по его литогеохимическим ореолам сдерживаются дороговизной определения содержаний этого элемента в пробах на субкларковом уровне и тем обстоятельством, что нередко ореолы элементов-спутников золота существенно превышают по параметрам (протяженности на латерали и вертикали) таковые его самого. Дальнейший прогресс в локальном прогнозе оруденения невозможен без анализа литогеохимического ореола на метасоматической основе.

ОРЕОЛЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КОЛЧЕДАННОГО СЕМЕЙСТВА

Наиболее детально и с использованием современных методических разработок Э.Н.Барановым изучены литохимические ореолы колчеданных месторождений Урала. По его данным, в последних зафиксированы аномальные концентрации 40 химических элементов. Кроме Fe, S, Cu, Zn, Pb, Ba (основные рудообразующие элементы) и элементов-примесей руд, ореолы включают также элементы-примеси вмещающих пород - Mn, K, Cr, Sc, Ti, Sr, а также элементы широкого рассеяния - I, F, V. В связи с этим геохимические спектры ореолов более обширны, нежели колчеданных руд. Комплекс основных элементов-параметров колчеданного оруденения включает следующие элементы: Cu, Zn, Pb, As, Mo, Co, Ag, Hg, Bi, Cd, Au, Sb, Sr, Mn (табл. 95). Вещественными носителями элементной нагрузки литогеохимических ореолов являются рассеянная сульфидная вкрапленность, преимущественно в околорудно измененных породах.

Таблица 95
Состав геохимических ореолов колчеданных месторождений Урала

Тип месторождения	Кол-во объектов	Химические элементы		
		главные	распространенные	второстепенные
Домбаровский	5	Cu, Zn	Co, Mo, Ag, Hg	Pb, As, Ba, Sn
Уральский	42	Zn, Cu	Pb, Mo, Co, Ag, Ba, Hg	Bi, As, Cd, Au, Sb, Sn, Ge, Sr, I, W, Ni, Mn, V, Cr, Se, Ti, Ga
Баймакский	7	Zn, Pb, Cu	Ba, Ag, Mo, Co, Hg	As, Cd, Bi, Ce, Sb, I, W, Sn, Sr, Ni, Mn, V, Cr, Ga

Примечание. Относительная распространенность элементов в общих ореолах оценивалась по нормированным (по отношению к фоновым содержаниям) продуктивностям их ореолов. К главным отнесены элементы, суммарная доля которых превышает 50 % общего (нормированного) количества элементов в ореолах, к распространенным - 20-50 % и к второстепенным - менее 20 %. Внутри группы элементы расположены по убыванию продуктивностей.

Внутри геохимических ореолов колчеданных месторождений выделяются околорудные, тыловые, фронтальные и внешние зоны (рис. 251). Первая зона имеет полиэлементный состав; в ней проявляются практически все из перечисленных выше элементы. Вторая (тыловая) зона располагается в лежачем боку рудных тел. Она характеризуется следующими типоморфными элементами: Mo, Co, Cu, Bi. Третья зона (фронтальная) располагается в висячем боку рудных тел, содержит Zn, Pb, Ag, Ba, Hg. Четвертая (внешняя) зона образована основными рудообразующими или фронтальными элементами-индикаторами (с более низким их содержанием по сравнению с другими зонами). Выделяются зоны и по набору элементов, коэффициентам залегания, характеру и силе корреляционных связей.

Осевой вид зональности литогеохимических ореолов колчеданных месторождений (от тыловых зон к фронтальным) представляет ряд (табл. 96). По М.Б.Бородаевской (1987), стабильные элементы ряда зональности имеют вкрапленность свыше 80%, устойчивые – свыше 60. Те и другие вместе включают практически все элементы-параметры колчеданного оруденения, что позволяет считать зональность ореолов колчеданных месторождений весьма устойчивой.

Таблица 96

Обобщенные ряды зонального распределения элементов в геохимических ореолах колчеданных месторождений Урала

Тип месторождения	Кол-во объектов	Ряды зонального распределения
Домбаровский	5	Mo ₁ - Co- Cu- Zn- Mo ₂ , Pb-Ag- 100 100 100 80 40 80 100 -Ba-Hg 100
Уральский	40	W-Mo, Sn-Ba ₁ -Co-As ₁ -Bi-Cu ₁ -Zn-As ₂ - 80 60 42 90 75 80 97 95 15 -Pb, Ag-Ba ₂ -Cu ₂ -Ge-Hg-I 95 70 95 15
Баймакский	6	W-Mo-Ba ₁ -Co-As ₁ -Bi-Cu ₁ -Zn-Ag-Pb- 84 33 84 100 100 100 84 -As ₂ -Cu ₂ -Ba ₂ -Hg-I 33 84

Примечание. Цифры - вероятность нахождения элемента, в процентах к общему количеству месторождений, в которых изучено его зональное распределение в ореолах; при вероятности менее 10 % положение элемента в ряду не показано. Если элемент изучен в ореолах отдельных месторождений (W, Ge, Hg, I), то оценка вероятности не проводилась

Для ряда элементов, в том числе Au, интересующих нас более всего, установлено двойственное положение в частных рядах. Для последнего это обусловлено вхождением в виде тонкорассеянной примеси в сульфиды в период образования и выделения в виде достаточно крупных зерен при трансформации первичных руд. Рудные тела располагаются под тыловыми зонами литогеохимических ореолов, фиксирующих раствороподводящие каналы месторождения (см. рис. 251).

Выделенные на Урале основные (домбаровский, уральский и баймакский) типы колчеданных месторождений существенно отличаются по составу, часто и по строению литогеохимического ореола. Остановимся на этом подробнее.

Ореолы месторождений домбаровского типа по размерам сопоставимы с рудными зонами, не превышая их более чем в 2-3 раза (см. рис. 251). Ореолы, как

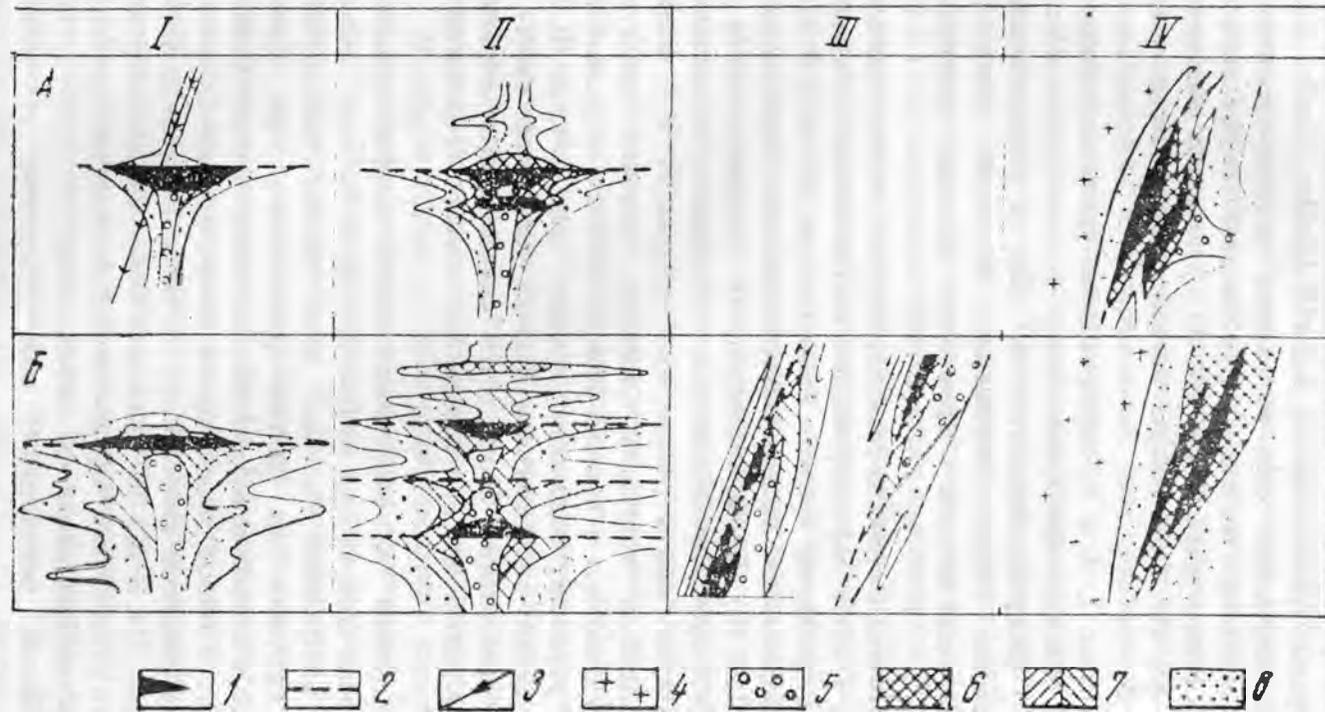


Рис.251. Принципиальные схемы строения геохимических ореолов колчеданных месторождений Урала.

По (Медноколчеданные..., 1992, с.155):

Типы месторождений: А - домбаровский, Б - уральский. Группы месторождений по условиям залегания и интенсивности преобразования: I - субгоризонтальные и слабонаклонные залежи с отсутствием или слабым проявлением надрудных ореолов; II - то же, с широким проявлением надрудных ореолов; III - дислоцированные крутопадающие залежи с интенсивными динамометаморфическими преобразованиями руд и метасоматитов; IV - дислоцированные и контактово-метаморфизованные залежи. 1 - колчеданные залежи; 2 - стратиграфо-литологический уровень локализации рудных залежей; 3 - послерудные дайки диабазов; 4 - гранитоиды; 5-8 - геохимические ореолы: 5 - тыловые, 6 - околорудные комплексные, 7 - фронтальные, 8 - внешние обедненного состава

правило, имеют низкую интенсивность и характеризуются резко подчиненным распространением Pb, Ba, As и относительно высоким - Co.

Ореолы месторождений Весеннего и им. 50 лет Октября (залегают в контактовой зоне с более молодыми гранитоидами), несмотря на интенсивный контактовый метаморфизм руд, вмещающих пород и наложение постколчеданной минерализации, сохраняют стратиформный облик и зональное строение, свойственные ореолам неметаморфизованных месторождений. На месторождении им. 50 лет Октября наложены линейно-полосчатые ореолы Zn, Mo, As, приуроченные к зонам разломов, прослеживающихся в послерудных гранитоидах (см. рис. 251, А, IV).

На месторождениях домбаровского типа выделяются ореолы, связанные с послерудными дайками различного состава (преобладают габбро-диабазы), пересекающими колчеданные рудные тела (см. рис. 251, А, I). Они имеют обедненный набор элементов (Cu, Zn, Pb, Co, Mo), низкую интенсивность, незначительную мощность.

Как показано в главах 2, 4 и 9, месторождения уральского типа от домбаровского отличаются большей полиэлементностью состава литохимических ореолов. В них возрастает распространенность Pb, Ba и устанавливаются многочисленные второстепенные элементы-индикаторы, включая золото. На месторождениях этого типа геохимические ореолы по размерам значительно превышают рудные тела.

По особенностям морфологии и строения резко выделяются литогеохимические ореолы недеформированных и слабо деформированных месторождений, к которым относится большинство месторождений Южного Урала (см. рис. 251, Б, I; Б, II) и ореолы интенсивно деформированных динамометаморфизованных месторождений Среднего Урала (см. рис. 251, Б, III). Первые месторождения подразделяются на две подгруппы. В одной из них (месторождения Комсомольское, Сибайское, Молодежное и др.) надрудные ореолы проявлены слабо или отсутствуют (см. рис. 251, Б, I). Вторые (деформированные) месторождения отличаются довольно широким развитием надрудных ореолов. Они протягиваются в всячий блок до 100-300 м от рудных тел, уступая все же по этому параметру подрудным ореолам (рис. 251, Б, II). На месторождениях с многоярусным расположением рудных тел общий ореол в поперечном сечении имеет древовидную форму с его сквозным столбообразным распространением в зоне унаследованного рудоподводящего канала и прерывается на флангах (см. рис. 251, Б, II).

Стандартная модель строения литохимического ореола недеформированных месторождений уральского типа представлена на рис. 251 (Б, I). На этом рисунке отчетливо выделяется центральная тыловая зона ореола, фиксирующая рудоподводящий канал. Окружена она ореолом фронтального типа. Ореолы интенсивно деформированных и динамометаморфизованных месторождений (Средний Урал) характеризуются пласто- и линзообразной формой, контролируемой согласными зонами расланцованных метасоматитов или сланцев и более широким развитием ореолов тылового типа (см. рис. 251, Б, III). По сланцевым зонам они распространены практически в пределах всего рудного поля. Ореолы среднеуральских месторождений обладают контрастной поперечной асимметричной зональностью.

Литогеохимические ореолы баймакского типа отличаются от таковых уральского (см. табл. 96), так как в них резко возрастает доля Pb ($>$ Cu) и Ba, Ag ($>$ Co, Mo). Слабо деформированные месторождения этого типа по масштабам проявления надрудных ореолов подразделены на 2 группы: 1) с весьма локальным подрудным ореолом (Майское, Барсучий лог) и 2) с их широким развитием (Валенторское). В ореолах интенсивно деформированных крутопадающих месторождений (Джусинское, Восточно-Семеновское) сохраняются черты первичной поперечной и продольной зональности.

Отчетливо проявлено, что относительно малыми размерами, простой формой и строением отличаются литогеохимические ореолы домбаровского типа. На месторождениях уральского и баймакского типов увеличиваются размеры ореолов по отношению к величине рудных тел, усложняются их форма и строение.

Интересно, что, кроме описанных ореолов накопления, во вмещающих породах колчеданных месторождений имеются отрицательные ореолы ряда элементов, которые фиксируют вынос элементов (Mn, V, Cr, Ni, редко Sc, Ti, Sr, Ga). Такие ореолы приурочены к подрудным кварц-серицитовым сланцам и совпадают с тыловыми зонами общих ореолов. В зонах выноса фиксируется ангидрит, что указывает на повышенную кислотность среды в них. Аномалии выноса прослеживаются по латерали на 2-3 км, а на глубину до 2 км и более от рудных тел. По объему аномалии выноса значительно превосходят геохимические ореолы месторождений, выделяемые по аномалиям накопления. Согласно (Медноколчеданные ..., 1992), аномалии выноса отождествляются с латеральными или нисходящими ветвями субмаринных конвекционных гидротермальных систем.

На колчеданных месторождениях Урала проявлена тенденция к положительной корреляции между Au и Cu. Причем эта связь проявлена как для массивных (наиболее характерна), так и для вкрапленных, а также штокверковых (Сафьяновское месторождение) руд. Это вполне закономерно, так как согласно (Медноколчеданные ..., 1990, с. 110), Au постоянно фиксируется в халькопирите. Из табл. 97 следует, что золото коррелируется в колчеданных рудах с серебром. Этот факт установлен в целом для руд колчеданного семейства Г.А.Вострокнутовым (Медноколчеданные ..., 1992, с. 121). Им же статистически подтверждена значимость корреляции золота с теллуrom. Материально это выражено наличием в рудах золота в теллуридной форме.

Максимальное (до 45 г/т и более) количество Au известно в трансформированных колчеданных месторождениях, где оно сосредоточено главным образом в апикальных частях и на выклинках рудных тел (месторождения Гайское, Сибайское и др.).

Для колчеданных месторождений уральского типа разработана двухстадийная модель их формирования (Медноколчеданные..., 1992; Prokin, Buslaev, 1999) (рис. 252, а, б). В первую стадию (эксгальционно-осадочную) руды отлагались внутри депрессий, на субмаринной вулканической поверхности. Вторая стадия (гидротермально-метасоматическая) имела место после того как эксгальционно-осадочные руды были перекрыты вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями.

В первую стадию из зоны рудоподводящего канала, сложенной в основном смешанослойными минералами и кварцем, эндогенный флюид выносит Na, Ca, Mg, Mn, Fe, Cu, Zn; одновременно здесь в виде кварца, смешанослойных слюдястых минералов и пирита осаждались Si, K, S, привнесенные снизу. Приток (?) рудоносных флюидов на подводную поверхность вулканических построек сопровождался дифференциацией вещества: K, Na, Ca, Mg растворялись в морской воде; S, Zn, Cu, Fe осаждались на дне в виде сульфидов, часть железа отлагалась в виде оксидов в верхней части и по периферии сульфидных залежей, образуя кулисы, кварц-гематитовые породы и железо-марганцевые руды.

Во вторую (гидротермально-метасоматическую) стадию, после того как гидротермально-осадочные руды были перекрыты вулканическими лавами и туффитами, подток флюида продолжался. Но физико-химические условия рудоотложения изменились (см. рис. 252, б): возникли градиентные кислотно-щелочные, температурные поля, изменилось и давление. В этих условиях руды первой стадии оказались неустойчивыми, что привело к перераспределению рудных компонентов внутри рудного тела. В зоне рудоподводящего канала (условия

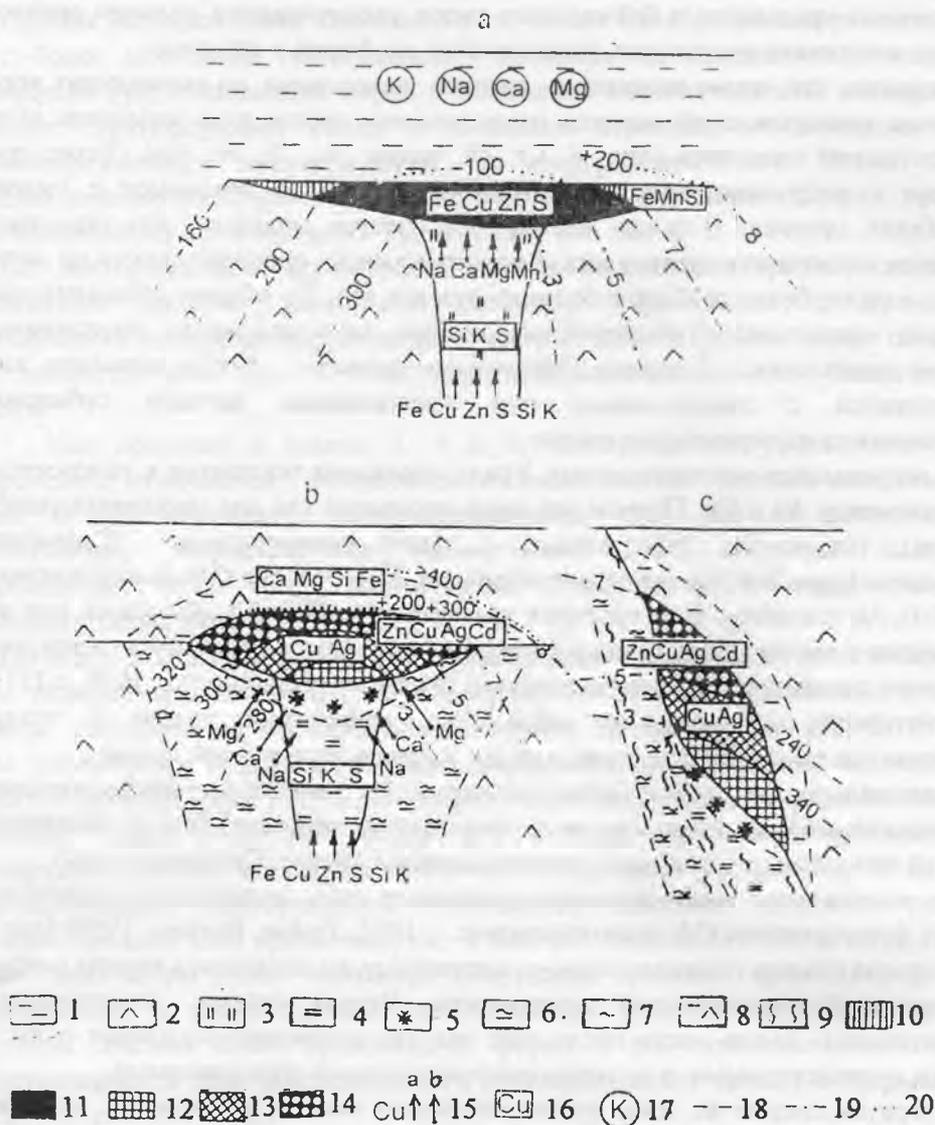


Рис. 252. Геолого-геохимическая модель (в поперечном разрезе) образования и трансформации колчеданного месторождения уральского типа: осадочно-эксгаляционная (а), гидротермально-метасоматическая (б) и последеформационная гидротермально-метасоматическая (с) стадии. По (Prokin, Buslaev, 1999):

1 - морская вода; 2 - вулканиты; 3 - аргиллиты; 4 - серицит-кварцевые метасоматиты; 5 - вторичные кварциты с пиритовым штокверком; 6 - серицит-хлорит-кварцевые метасоматиты; 7 - кварц-хлоритовые метасоматиты; 8 - частично метасоматизированные породы; 9 - сланцеватость; 10 - кварц-гематитовые породы; 11 - 14 - руды: 11 - осадочно-эксгаляционные сульфидные, 12 - пиритовые, 13 - халькопиритовые, 14 - халькопирит-сфалерит-пиритовые; 15 - элементы привнесенные (а) и вынесенные (б); 16 - 18 - элементы: 16 - отложенные, 17 - вынесенные, 18 - растворенные; 19 - изотермы ($^{\circ}\text{C}$); 20 - величина pH

повышенной кислотности) халькопирит и сфалерит были растворены, Cu и Zn переместились в сторону менее кислой среды, ближе к висячему боку и на фланги рудных тел, где переотлагались с образованием богатых Cu и Cu-Zn руд. Сюда же перемещалась основная масса золота. Во вторую стадию флюид привносил K, Si, S, которые связывались в серицит-кварцевых метасоматитах (см. рис. 252, б). Продолжается привнос рудных (Fe, Cu, Zn) элементов, фиксированных в рудном

теле, из периферических частей подрудных метасоматитов также выносились Na, Ca, Mg. По мере нейтрализации раствора кристаллизовались Mg в виде хлорита, Са-кальцита по периферии столба метасоматитов и под рудным телом. Кроме того, во вмещающих породах висячего бока в условиях слабощелочной среды и повышенного химического потенциала O и CO₂ отложились эпидот, гематит, халцедон, альбит, связывавшие вынесенные из нижних зон Fe, Ca, Si, Na, образовались вторичные кварциты под рудным телом (рис. 252, б). Это обусловлено дифференциацией

Таблица 97

Золотоносность руд колчеданных месторождений различных минеральных типов.

Составлена по данным (Геология ..., 1972, Медноколчеданные..., 1988;

Prokin, Buslaev, 1999 и др.)

Минеральный тип руд	Характер минерализации	Месторождения	Среднее содержание элементов		
			Cu (мас.%)	Au (г/т)	Ag (г/т)
Средний Урал					
Пиритовый	Массивный	Дегтярское	0,3	Не характерны	
		Карабашское Левихинское	0,24	0,2	до 6 - 12
Халькопиритовый	Массивный	Красногвардейское	2,76	0,9	10,0
		Чернушинское	1,57	1,1	12,7
		Пионерское	1,71	2,5	28,2
		Кабан I	1,37	1,3	13,4
	Массивный Вкрапленный	Левихинское	2,75	1,0	9,0
			1,66	0,4	15,0
Халькопирит-сфалеритовый	Массивный Вкрапленный	- « -	3,94	2,0	13,0
			1,61	0,4	22,0
Полиметаллический	Массивный Вкрапленный	- « -	0,60	3,0	15,0
			0,27	0,8	40,0
Ю ж н ы й У р а л					
Халькопиритовый	Массивный	Узельгинское	-	1,1-1,2	15-30
Халькопирит-сфалеритовый	- « -	- « -	0,38	2,5	63,0
Халькопирит-пиритовый	Массивный	Молодежное	0,25	0,54	11,9
Халькопирит-сфалеритовый	- « -	- « -	0,36	2,15	81,2
Халькопиритовый	Массивный Вкрапленный	Султановское	2,27	1,3	14,1
			2,56	0,5	5,0
Халькопирит-сфалеритовый	Массивный	- « -	1,54	1,40	23,4
Халькопирит-сфалеритовый	Массивный	Александринское	0,75-24,8	1,1-4,0	до 37,0
В целом по массивным рудам (28 объектов)	Массивный		-	1,5	-
	Вкрапленный		-	0,6	-

компонентов в связи с более высокими скоростями диффузии кислотных катионов на определенной стадии развития рудно-метасоматической системы. Волна кислотности обусловила выщелачивание Fe, Mg, Ca, Na. По мере накопления этих элементов рН среды минералообразования нарастал, отлагались сульфиды.

В третью стадию (характерно для месторождений Среднего Урала) рудные тела деформируются, приобретают плоско-линзовидную форму, согласную со сланцеватостью, руды в той или иной мере метаморфизуются. Однако, несмотря на деформацию и метаморфизм, первичная внутренняя зональность рудных тел сохраняется. Главная структурно-тектоническая перестройка месторождений в третью стадию - переориентировка взаиморасположения плоскости залегания рудных тел и столба метасоматитов из перпендикулярных друг другу в параллельные.

ОРЕОЛЫ ХРУСТАЛЕНОСНЫХ КВАРЦ-ЖИЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В настоящем разделе предпринята попытка решить две задачи. Первая - сопоставить литогеохимические ореолы хрусталеносных кварц-жильных объектов, расположенных в различных частях Урала. Вторая задача - проиллюстрировать, что литогеохимические ореолы хрусталеносных кварц-жильных и золоторудных (кварц-жильная формация) месторождений в существенной мере схожи. Отметим, что вторая задача решалась ранее на примере южноуральских объектов (Огородников, Сазонов, 1991). Сопоставление проведено на примере двух эталонных месторождений: Додо (Приполярный Урал) и Астафьевского (Южный Урал).

Отличительная особенность хрусталеносных кварцевых жил месторождения Додо состоит в широком развитии сульфидов. Установлено (Бурлаков, 1989), что 83 % кварцевых жил этого объекта содержат рудные минералы, преимущественно пирит. Согласно указанной работе, сульфиды представлены не только пиритом, но и другими минеральными видами. Кроме сульфидов, в ряде жил наблюдались сульфосоли. Максимальные количества пирита фиксируются в околожильных метасоматических ореолах. Г.И.Крыловой (1991) предложено использовать минерализованные метасоматиты в качестве поискового критерия хрусталеносных кварцевых жил. Причем ею установлено, что пиритовая минерализация в ореолах околожильных изменений пород с глубиной сменяется пирротиновой. Мощность ореолов развития пирита достигает 10-15 м. Количество пирита в них коррелируется со степенью проявления карбонатизации и хлоритизации исходных пород. Форма пирита в околорудно измененных породах - куб и пентагондодекадр, около хрусталеносных гнезд отмечены комбинации октаэдра с кубом.

На месторождении установлены аномалии Cu, Pb и Zn. Они отчетливо приурочиваются к лежащему боку раствороподводящих тектонических нарушений. Максимумы расположены в дайках хлоритизированных диабазов. Здесь же в отдельных пробах были зафиксированы высокие (до 6,2 г/т) содержания золота (устное сообщение Е.В.Бурлакова).

Мышьяк встречается редко, фиксируясь по зонам раствороподводящих нарушений. На месторождении отчетливо фиксируются концентрические аномалии сурьмы ($0,3 \times 10^{-3}$ мас. %), которые обрамляют хрусталеносные зоны, с одной стороны, а с другой, - фиксируют раствороподводящие разломы северо-западного простирания (рис. 253). Серебро и свинец фиксируют главным образом систему раствороподводящих и жилонмещающих трещин.

На Астафьевском месторождении был проанализирован материал кварцевых жил, гнезд хрусталя, а также околорудные метасоматиты на золото (нейтронная активация) и 40 других элементов (спектральный приближенно-количественный метод). Результат был представлен в виде плана концентраций элементов, на котором

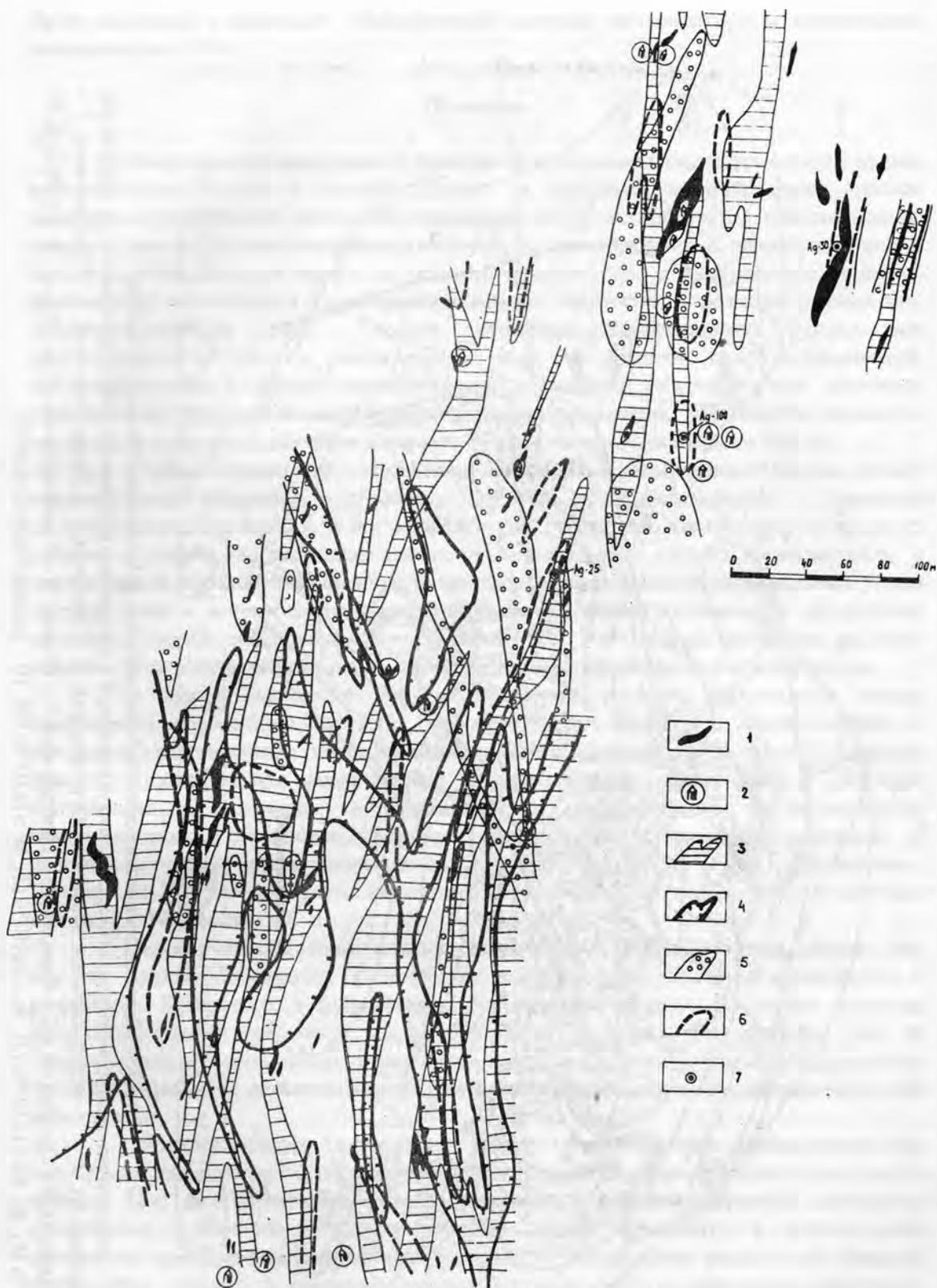


Рис. 253. Аномальные литогеохимические ореолы, сопряженные с хрусталеносными кварцевыми жилами. Месторождение Додо, гор.шт-32

(Приполярный Урал). По (Крылова, 1991):

1 - кварцевые жилы; 2 - хрусталеносные гнезда; 3 - ореолы серебра $0,8-6 \times 10^{-3} \%$; 4 - ореолы мышьяка $3 \times 10^{-3} \%$; 5 - ореолы сурьмы $2 \times 10^{-3} \%$; 6 - ореолы свинца $4 \times 10^{-3} \%$; 7 - аномальные значения проб

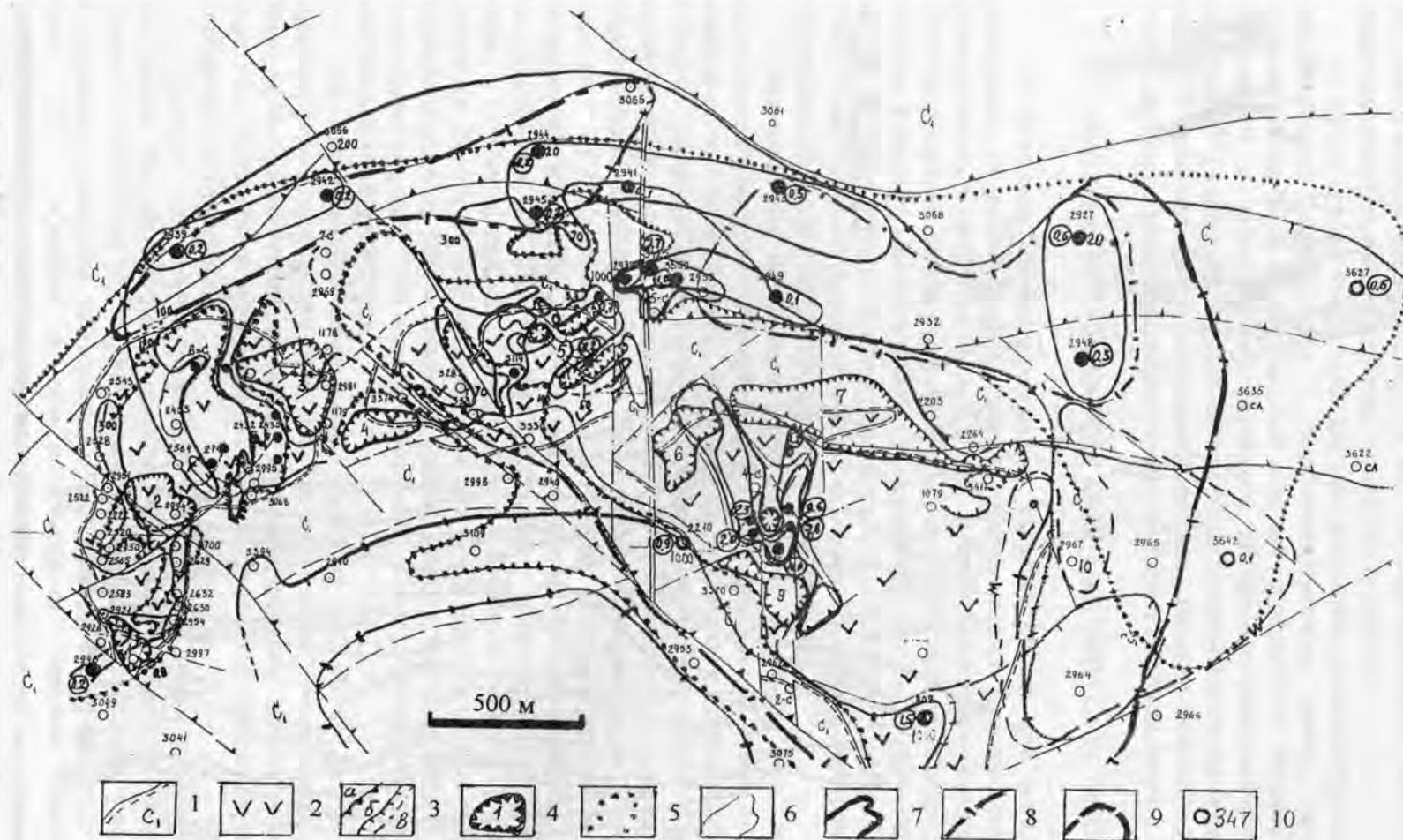


Рис. 254. Литогеохимические ореолы Астафьевского хрусталеносного месторождения:

1 – терригенно-осадочные породы (C_1); 2 – метавулканыты; 3 – разрывные нарушения: взбросы, надвиги (а), сбросы (б), прочие (в); 4 – кварц-жильные зоны: 1 – Юго-западная, 2 – Западная, 3 – Промежуточная, 4 – Пограничная, 5 – Дальняя, 6 – Октябрьская, 7 – Северная, 8 – Центральная, 9 – Южная; 5 – 9 – аномальные поля: $Ag > 1 \text{ г/т}$ (5), $Pb > 3 \times 10^{-3} \%$ (6), $Bi, Sb > 1 \times 10^{-3} \%$ (7), $As > 3 \times 10^{-3} \%$ (8), $W > 1 \times 10^{-3} \%$ (9); 10 – разведочные скважины

были выделены с помощью общепринятых методик поэлементные и комплексные аномалии (рис. 254).

Выводы

1. Общеизвестно выдающееся значение для познания гидротермальных рудно-геохимических систем и поисков рудных и нерудных месторождений ореолов околорудно измененных пород. За последние 20-30 лет получены принципиально важные данные по литогеохимическим ореолам золоторудных и золотосодержащих месторождений, которые имеют не меньшее теоретическое и практическое значение. Дело в том, что площадь таких ореолов намного превосходит размеры рудных тел. Литогеохимический ореол - весьма устойчивая характеристика рудных зон (месторождений). Она в значительной мере сохраняется при тектонической, метаморфической и других трансформациях. Например, «перевернутое» залегание рудного тела Дегтярского медноколчеданного месторождения установлено на основе материалов детального изучения в первую очередь литогеохимического ореола.

2. Два положения: 1) ореолы околорудно измененных пород имеют концентрически-зональное строение и 2) дифференциация элементов литогеохимического ореола в его пределах на три группы (надрудные, подрудные, рудные) с учетом направленного изменения минерального состава метасоматитов в вертикальной плоскости - является базой для прогнозирования минеральных типов золоторудных и золотосодержащих месторождений, фаций глубинности оруденения, величины уровня эрозионного среза рудных тел. Этот вывод приложим ко всем стадиям геологоразведочных работ, прогнозированию оруденения, включая слепое.

3. Набор элементов литогеохимических ореолов определяется типом (мантийный, коровый, смешанный) рудообразующего флюида, с одной стороны, и литологическим составом пород рудовмещающего комплекса - с другой. Коровый флюид типоморфен для вещественных комплексов рифтогенной зоны и активной континентальной окраины, а мантийный - островодужной и океанической геодинамических обстановок. Коровым источником обусловлено появление в литогеохимическом ореоле таких элементов, как W, Mo, Bi, Sb и др., а мантийным - Te, Hg, Pd, Cu и др. Часть элементов заимствована из пород рудовмещающего комплекса: W, Be, Zr и др.

4. Между рудными телами и литогеохимическими ореолами четкой границы нет, так как нередко последние представляют внешние зоны первых и вовлекаются в разработку. Более того, в ближайшем будущем, несомненно, тенденция перевода литогеохимических ореолов в разряд руд будет нарастать. Не случайно, что на золоторудных месторождениях прожилково-вкрапленного типа (отчасти и на жильных) границы рудных тел «отбиваются» по результатам опробования на комплекс полезных компонентов.

5. Устанавливается корреляция между формационной принадлежностью околорудно измененных пород и набором элементов сопряженного литогеохимического ореола. Так, на Березовском месторождении с глубиной березиты сменяются гумбеитами, в составе литогеохимического ореола появляется в значительном количестве вольфрам (вещественный носитель - вольфрамит, сменяющий блеклые руды). Еще пример: в пределах Верхнелобвинского габбро-диоритового массива в нижней части рудно-метасоматической колонны развиты березиты, в средней - кварц-серицитовые и в верхней - кварц-альбит-серицитовые метасоматиты. От верхней части колонны к нижней в составе литогеохимического ореола существенно возрастает роль теллура и кадмия. В противоположном направлении увеличивается количество ртути.

МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ И РУДНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Зональность как метасоматитов, так и руд отчетливо проявлена на золотосодержащих месторождениях колчеданного семейства и скарновых. Она достаточно подробно рассмотрена нами при характеристике литогеохимического ореола и физико-химических и геолого-генетических моделей золотого оруденения. В связи с этим здесь мы решили остановиться только на собственно золоторудных объектах с двумя целями: 1) осветить главные закономерности строения указанной зональности в горизонтальной и вертикальной плоскостях и 2) показать практическую значимость изучения такой зональности.

ТИПОМОРФНЫЕ ЧЕРТЫ ЗОНАЛЬНОСТИ

В настоящее время накоплен значительный материал по разноуровневой зональности околорудно измененных пород и сопряженного с ними золотого оруденения - сводки по проблеме см. в работах В.Н.Сазонова (1984, 1986, 1998), Медноколчеданные ... (1985, 1988, 1992), Т.Н.Сурина (1993), Золото ... (1993), В.В.Мурзина и В.Н.Сазонова (1996), А.И.Грабежева и др. (1998) и др. Очевидно, речь может идти прежде всего о зональности как в горизонтальной плоскости (наиболее доступна для изучения в связи с чем относительно хорошо исследована), так и в вертикальной. Причем она может проявляться в различных масштабах (разноуровневая): в пределах провинции (в данном случае уральской) в целом (определяется в основном разобщенностью вещественных комплексов различных геодинамических обстановок в пространстве), рудных узлов, районов, полей, месторождений, рудных тел (обычно проявляется в пределах вполне определенных вещественных комплексов или их частей, принадлежащих вполне определенным вещественным комплексам). Приведем примеры. Если проанализировать распределение золотоносности на Урале (см. рис. 2), то нетрудно прийти к выводу о ее "пятнистом" характере. Последняя коррелируется с "пятнистым" распространением золотопродуктивных структурно-вещественных комплексов в регионе. Практическое использование зональности возможно только после того, как будет вскрыта ее суть с помощью изучения частных ее элементов, проявленных в определенных вещественных комплексах определенных геодинамических обстановок. И только после этого интегральным путем может быть получена зональность, свойственная как отдельным вещественным комплексам той или иной геодинамической обстановки в целом, так и их совокупности. Также интегрально метасоматическую и рудную зональность можно получить в целом для совмещенных пространственно вещественных комплексов различных геодинамических обстановок.

Ниже попытаемся рассмотреть наиболее характерные примеры реально проявленной зональности околорудно измененных пород и сопряженного с ними оруденения.

Зональность метасоматитов и оруденения, сопряженная с массивами гранитоидов тоналит-гранодиоритовой формации. В качестве базового объекта возьмем северо-восточную часть Верхисетского массива и зону его восточного экзоконтакта. В последней развито достаточно большое количество месторождений и рудопроявлений золота. В их размещении проявлена зональность, выраженная изменением в пространстве ряда минералого-геохимических параметров (рис. 255). Отличительными чертами выделенной площади является наличие: 1) гранитоидов и гранитов, 2) метаморфитов, построенных зонально относительно интрузии, 3) разломов (зон смятия) в экзоконтактовой части последней.

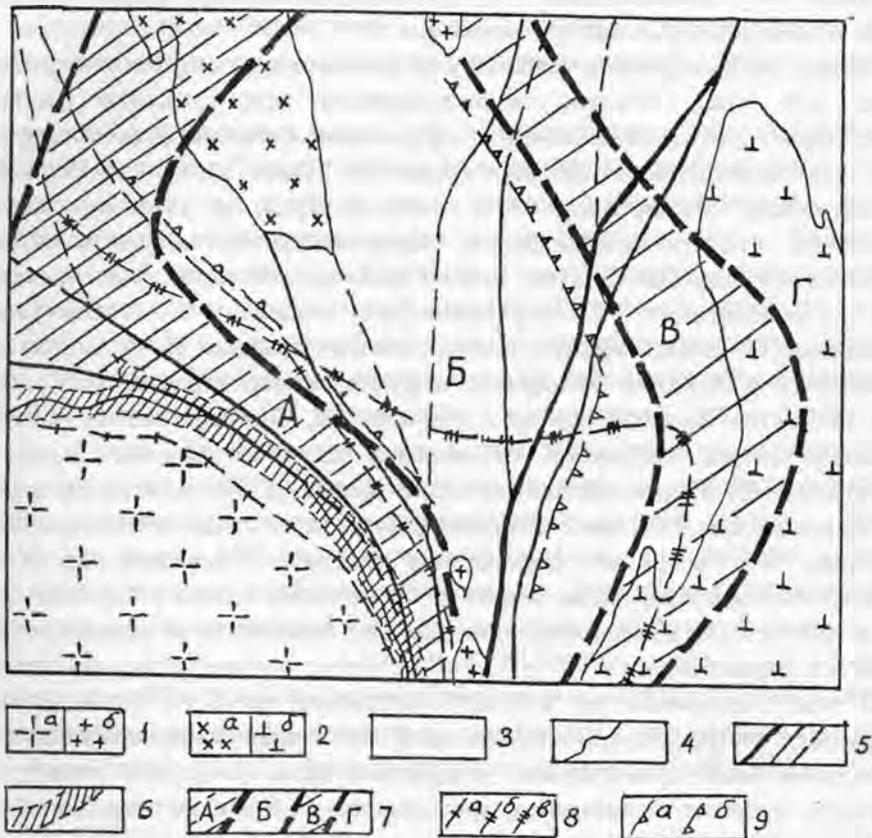


Рис.255. Зональность минерально-геохимических параметров золотого оруденения, развитого в северо-восточном обрамлении Верхисетского массива гранитоидов.

По (Баранников, 1986):

1 - гранитоиды: центральной части массива (а) и его экзоконтакта (б); 2 - образования (андезитоидных вулканитов) островодужной (а) и океанической (б) формаций; 3 - преимущественно рудовмещающие толщи (S_2-C); 4 - геологические границы; 5 - разломы различных порядков; 6 - зона метаморфитов эпидот-амфиболитовой фации; 7 - площади распространения высокопробного (А,В) и различной пробности золота (Б,Г); 8 - процент встречаемости пиритов с дырочным типом электропроводности: а -1, б - 4, в - 7 и более; 9 - изолинии 1,0 (а) и 6 и более (б) величины $As : 2Ni + Co$ в пиритах

Названный массив приурочен к ядерной части антиклинали. Он представлен образованиями четырех последовательно внедрившихся серий (Зинькова, 1997): тоналит-гранодиоритовой, низкокалиевой тоналит-гранодиоритовой, калий-натриевой тоналит-гранодиоритовой (всех их возраст 320 млн лет) и адамеллит-гранитной (275 - 287 млн лет). При формировании массива верхний предел фациального уровня плутонометаморфизма не превышал нижней ступени амфиболитовой, а в ближайшем экзоконтакте массива - эпидот-амфиболитовой фаций. По мере удаления от массива метаморфиты последней фации сменяются таковыми зеленосланцевой.

Массив сформировался в условиях мезо- и абиссальной фаций глубинности при $T > 700$ °С (Зинькова, 1997). Его вертикальная мощность достигает 8 км (данные Д.С.Вагшала).

В пределах характеризуемой площади выявлены “безрудные” зоны смятия субмеридиональной ориентировки (см. рис. 255). Рудовмещающими являются оперяющие их дизъюнктивы. К рудопродуктивным, кроме того, относятся субширотные и диагональные дизъюнктивы.

Общие закономерности зональности золотого оруденения отчетливо проявлены на рис. 255. Так, объекты экзоконтактной зоны массива располагаются в зеленосланцево метаморфизованных эффузивах, отчетливо контролируясь зонами смятия. Эта закономерность является общей для Урала (Золото ... , 1993). Впервые она была подмечена Р.О.Берзоном (70-е годы). В пределах указанных зон смятия на регрессивной стадии метаморфизма образовались метаморфиты-метасоматиты с парагенезисами амфибол+биотит, биотит+актинолит+хлорит, с которыми сопряжена рудная минерализация. С удалением от массива в составе парагенезисов устанавливаются кварц, серицит, хлорит, иногда кальцит. В указанном направлении увеличивается количество сульфидов в рудах месторождений, хотя геохимический спектр элементов остается одним и тем же: Au, Ag, Cu, Pb, As, Sb, W, Mo, Ba. В месторождениях, удаленных от массива не далее чем на 3 км (Кунарское, Шайдурихинское) и представленных кварц-жильным типом, количество сульфидов в жилах не превышает 1 - 2 мас.%. В составе сульфидов существенно преобладает пирит. Характерно, что в рудах фиксируется шеелит. Кварцевые жилы отмеченных месторождений ориентированы широтно. Содержание золота в пиритах достигает 33,2 г/т, а в околорудно измененных породах оно колеблется в пределах 0,01 - 0,7 г/т (данные А.Г.Баранникова).

В зоне, удаленной от контакта интрузива на 3 - 7 км, расположен ряд золоторудных месторождений и проявлений. Их отличительной особенностью является: субмеридиональная ориентировка кварцевых жил, в рудах наряду с пиритом существенно развиты халькопирит, арсенопирит, галенит, количество золота в пирите пониженное (1,76 - 10,6 г/т).

В еще более удаленной от контакта интрузии зоне расположены объекты (Аятское месторождение и др.) бескварцевой (золотосульфидной) формации. Для их руд характерны антимонит и киноварь. Золото (видимое) ассоциирует с такими минералами, как тетраэдрит, джемсонит, бурнонит. Выделена более высокотемпературная стадия образования руд - последние представлены самородным золотом в ассоциации с магнетитом, арсенопиритом, пиритом. Рудный процесс завершился развитием кальцит-киноварной низкозолотоносной (количество золота в ее минералах не превышает 2,79 г/т) ассоциации.

Серебрянозолотое отношение в зоне ближнего экзоконтакта интрузива составляет: в околорудных метасоматитах золоторудных объектов 13, а в рудах 0,2. Указанные величины с удалением в экзоконтактную зону соответственно возрастают до 68 и 8,5.

Установлена отчетливая зависимость величины и знака термоЭДС от отношения $As/(2Ni+Co)$ в пирите. В пирите руд объектов ближайшей экзоконтактной зоны величина этого параметра составляет 0,38; по мере удаления от экзоконтакта она увеличивается, достигая величины 15,4.

Выявлена четкая закономерность, касающаяся распределения изотопного состава серы пирита из руд золоторудных месторождений в пределах рассматриваемой площади, а именно: степень гомогенности этого параметра и соответствия его метеоритному составу нарастает по мере продвижения от удаленной экзоконтактной зоны массива гранитоидов к его контакту.

Зонально распределена и величина пробности самородного золота (см. рис. 255). В зоне А развито только высокопробное золото (900 и более). В зоне Б (более удалена от контакта интрузива) этот параметр колеблется от 399 до 980. В зоне В (еще более удаленной от контакта интрузива) снова присутствует только высокопробное золото (более 900). Наконец, в зоне Г (максимально удаленной от того же контакта) проба золота снова варьирует (от 400 до 990). По А.Г.Баранникову, в последней зоне получили развитие постколлизийные дизъюнктивы, по которым развито низкотемпературное золотое оруденение, отличающееся низкой пробой самородного золота.

Рассмотренная зональность в полном объеме в других золоторудных районах не известна. Отдельные же ее элементы установлены на многих золоторудных объектах-эталонах, сопряженных с гранитоидами тоналит-гранодиоритовой формации (Березовское, Благодатное, Кочкарское рудные поля, Джетыгаринское, Крылатовское месторождения и др.), а также на Гумбейских шеелитовых золотосодержащих месторождениях. Причина же охарактеризованной зональности, с нашей точки зрения, гетерогенная. В основном последняя обусловлена температурным полем, наведенным Верхисетской интрузией. Рудоносный флюид, судя по всем приведенным параметрам, был обусловлен магматическим (гранитным) источником. Этот вывод хорошо согласуется с данными, полученными в последнее время по Березовскому рудному полю (Бортников и др., 1998). Но в удаленной зоне от контакта интрузии в формировании золотого оруденения, контролируемого зонами смятия, принимал участие мантийный флюид. Низкая проба самородного золота, вхождение в его состав ртути, присутствие киновари, сложный состав руд по сравнению с таковым объектов золота приконтактной части массива убедительно свидетельствуют об этом.

Зональность рудно-метасоматической колонны оруденения в пределах верхнелобвинского габбро-диорит-гранодиоритового комплекса. Очень интересная вертикальная рудная и метасоматическая зональность установлена в пределах верхнелобвинского габбро-диорит-гранодиоритового комплекса (табл. 98)

Таблица 98

Зональность метасоматитов и оруденения в пределах верхнелобвинского габбро-диорит-гранодиоритового комплекса. По (Мурзин, 1887)

Характеристики	Нижняя часть	Средняя часть	Верхняя часть
Месторождения	Ларьковское, Приозерное	Травянское	Ларинское
Околорудные метасоматиты	Березиты-листвениты	Кварц-серицитовые	Кварц-альбит-серицитовые
Наличие теллуридов	Au, Ag, Pb, Bi, Hg	Hg	Отсутствуют
Наличие киновари	Отсутствует	Редкий минерал	Распространена
Примесь (мас. %):			
Cd в сфалерите	12,4 - 44,5	1,4 - 4,6	0,2 - 0,3
Hg в сфалерите	0,0 - 0,1	1,0 - 1,3	17,1 - 20,5
Cd в тетраэдрите		0,5 - 1,4	0,0 - 0,1
Hg в тетраэдрите	0,0 - 0,6	0,7 - 2,0	12,2 - 12,6
Hg в золоте		3,1 - 13,1	18,2 - 24,0

В нижней части рудно-метасоматической колонны развиты березиты (Ларьковское, Приозерное месторождения), в ее промежуточной части последние сменяются кварц-серицитовыми метасоматитами (Травянское месторождение), а еще выше - кварц-альбит-серицитовыми (Лялинское месторождение). Элементы метасоматической зональности подобного рода в вертикальной плоскости отмечены на

Воронцовском месторождении (парагонитсодержащие листвениты по породам основного состава с глубиной сменяются мусковитовыми их разностями), в Березовском рудном поле (березиты с глубиной сменяются сначала эйситами, затем гумбеитами), Светлинском месторождении (хлоритовые метасоматиты на глубоких горизонтах стали эпидотсодержащими), на месторождениях Дальнем и Муртыкты (к поверхности березиты и листвениты сменяются существенно хлоритовыми или кальцит-хлоритовыми метасоматитами).

Рудно-геохимическая зональность в рудно-геохимической колонне Верхнеобвинского комплекса проявлена в увеличении роли теллуридных минералов и примеси Cd в сульфидах в направлении от ее (колонны) верхней части к нижней и, наоборот, в увеличении роли ртутных минералов и примеси Hg в золоте и сульфидах в противоположном направлении. Рудно-геохимическая зональность проявлена и на других объектах, например в пределах Березовского рудного поля. Здесь Sb, Ag, Cu, Pb развиты на верхних горизонтах, Co, Ni и W - на нижних. Отношение Pb/Zn уменьшается от 27 до 0,2 при продвижении с поверхности на глубину 0,7 - 0,8 км (Самарцев и др., 1973). При развитии лиственитизации в базит-ультрабазитовом комплексе Cr, отчасти Ni и Co выносятся на нижних горизонтах и накапливаются на верхних. Аналогичным образом при этом ведут себя Al и Ca.

Значение горизонтальной и вертикальной зональности метасоматитов и сопряженного с ними золотооруденения для металлогенических исследований и геологоразведочных работ всех стадий рассмотрено в многочисленных работах. Сводка по проблеме главным образом применительно к собственно золоторудным месторождениям дана в работе (Сазонов, 1984). Причем отмечено (Сазонов, 1998), что в настоящее время приобрело большое значение картирование околорудных метасоматитов (и сопряженного оруденения) на уровне формаций. Результат такой работы - существенная, а в сочетании с современной геологической картой на геодинамической основе, данными по литогеохимическим ореолам и интерпретации геофизических материалов - полная основа для разработки стратегии, тактики поисков, а также прогнозирования оруденения, включая слепое.

Нами в принципы картирования метасоматитов заложены критерии оценки золотого оруденения, разработанные на основе состава и разноуровневой зональности метасоматических образований. Приведем их перечень с указанием возможности практического использования: 1) площади (ареалы) распространения метасоматитов (формации или формаций), обычно совпадающие с границами рудных районов, специализированных на определенные типы оруденения (используются для выделения рудоносных зон и подзон; критерий "работает" в масштабах 1:50000 и мельче); 2) фации глубинности метасоматитов (используются для выделения в пределах рудоносных зон площадей, перспективных на выявление объектов, различных по масштабам - более глубинные месторождения, как правило, более крупные - и минеральным типам; критерий наиболее успешно "работает" в масштабах 1:500 - 1:2000); 3) пространственные и возрастные взаимоотношения метасоматитов и оруденения (критерий используется для выделения участков под постановку детальных поисков, рудных зон под детальную разведку; критерий хорошо зарекомендовал себя при проведении работ в масштабах 1:2000 и крупнее); 4) величина эрозионного среза ореолов околорудно измененных пород (в значительной мере влияет на эффективность проведения детальной разведки и эксплуатации месторождений; критерий "работает" в масштабах 1:200 - 1:2000); 5) дифференциация рудных элементов в вертикальной и горизонтальной плоскостях в пределах ореолов околорудных изменений (используется для разбраковки рудных тел по степени их перспективности на основе сопряженных с ними ореолов околорудно измененных пород; масштабы применения критерия 1:100 - 1:5000).

Вещественный комплекс золотопродуктивных метасоматических формаций, послуживший для выделения вышеприведенных критериев, был изучен путем составления “генетических” зарисовок естественных и искусственных обнажений в масштабах 1:50, 1:100, а их деталей - в масштабах от 1:1 до 1:50; документации горных выработок (шурфы, рассечки из них, стволы шахт, штреки, забои и очистные выработки, борта карьеров); специализированного описания керна буровых скважин с отбивкой «слоев» эдуктов и метасоматитов (с выделением по возможности всех зон метасоматических колонок) при широком использовании “генетических” зарисовок. Указанные виды работ сопровождаются взятием большого количества образцов для изучения: типоморфных черт и особенностей фаций (по исходным породам) метасоматитов, пространственных и возрастных взаимоотношений метасоматитов различных зон колонок, а также метасоматитов и оруденения; эволюции текстур и структур при метасоматозе, состава минералов и метасоматических пород, по которым они образовались. Практика показала, что количество образцов, взятое из каждой зоны метасоматической колонки, может достигать десятков, но не может быть меньше трех. Обнажения, горные и буровые выработки наносятся на карту фактического материала, на которой обязательно фиксируются места взятия образцов. Примеры составления зарисовок можно найти в работах (Сазонов, 1975, рис. 9, 15, 16; Сазонов, 1977, рис. 38, 43; Сазонов, 1984, рис. 21, 23-26; Сазонов, Бородаевский, 1980, табл. I, II, V, VII, XIV).

Зональность метасоматитов в горизонтальной плоскости при достаточной мощности (до 30-60 м) тел околорудно измененных пород “проявляется” при составлении погоризонтных планов объектов. При небольшой мощности таких тел зональность (или существенные ее фрагменты) выявляются непосредственно при ведении документации горных и буровых выработок в масштабе 1:50-1:200. Зональность метасоматических пород в вертикальной плоскости изучена путем составления сводных разрезов через тела метасоматически измененных пород на основе погоризонтных планов отработанных и (или) обрабатываемых месторождений (см. Сазонов, 1977, рис. 18; Сазонов, 1984, рис. 20, 22) и “перекрытых метасоматических разрезов” эксплуатируемых, разведываемых и находящихся в стадии поисковой оценки объектов (Сазонов, 1984, рис. 18). Масштабы сводных разрезов колеблются от 1:100 до 1:2000. Примеры строения метасоматической зональности ореолов околорудных изменений можно видеть в (Сазонов, 1998, рис. 28, 29), а также в (Сазонов, 1984, рис. 18-20, 22; и др.).

Указанные перекрытые разрезы метасоматически измененных пород были приняты нами за эталонные; на их базе осуществлялось картирование тел метасоматитов в масштабах от 1:1000 до 1:10000 со степенью дифференциации метасоматических колонок, соответствующей требованиям вполне определенного масштаба. Примером, иллюстрирующим сказанное, может служить карта метасоматических образований, распространенных в связи со слабо вскрытым телом липаритов, представленных в (Сазонов, 1998, рис. 65). Подобные карты, а также разрезы приведены в (Сазонов, 1984, рис. 1, 17 и др.). В большом количестве они содержатся в (Картирование ..., 1988; Грязнов, Ляхович, 1989 и др.). Подчеркнем, что в масштабах 1:5000 и 1:10000 ореолы околорудных изменений показываются обобщенным контуром (см. рис. 4, а также Сазонов, 1984, рис. 17).

Исследование метасоматитов различных формаций в масштабах 1:50000 - 1:200000 проводилось на современной геологической основе, составленной с использованием геодинамических разработок для региона в целом и отдельных его частей. Метасоматиты были нанесены на основе оригинальных данных и материалов, извлеченных из фондов многочисленных геологических организаций, деятельность которых связана с Уралом. В результате получились карты распространения метасоматитов различных формаций для тех или иных площадей, преимущественно золотопродуктивных. Тела метасоматитов на таких картах показываются

внемасштабными условными знаками (Сазонов, 1984, рис. 16). Составлением таких карт преследуются две цели: 1) изучение распространения метасоматитов в пространстве (связь с интрузивными, вулканическими и метаморфическими комплексами, зонами разломов и др.); 2) оконтуривание ореолов развития метасоматитов различных формаций для целей прогнозирования оруденения. Указанные ареалы обычно инконгруэнтно повторяют очертания рудных районов. Металлогеническая специализация последних в главных чертах обычно известна.

Исследование метасоматитов различных формаций, в том числе и золотопродуктивных, в масштабах 1:500000 и мельче проводится с целью выяснения региональных и глобальных закономерностей распределения их в пространстве и, отчасти, во времени. Естественно, что метасоматиты с подразделением их на формации (или семейства родственных формаций) отмечаются на картах немасштабными знаками. В последние мы стремились заложить следующую информацию: состав и происхождение пород вмещающего и продуцировавшего метасоматиты комплексов, металлогеническую специализацию формаций, тип метасоматических колонок (метасоматический или биметасоматический), характер зональности ореолов околорудно измененных пород. Несмотря на то, что карты распространения метасоматитов в указанных масштабах схематичны, значение их существенно. Проиллюстрируем это хотя бы картой березитов-лиственитов Урала (Сазонов, 1998, рис. 66). Элементарный анализ ее показал, что в этом регионе метасоматиты березит-лиственитовой формации распространены очень широко. Однако максимальная их концентрация характерна только для Главного Уральского глубинного разлома и активной континентальной окраины, восточная граница которой перекрыта мезозойскими отложениями, а западная прослеживается по гранитоидным массивам габбро-гранитной и тоналит-гранодиоритовой формаций. Отстройка геологических разрезов с использованием данных гравиметровой съемки показала, что березиты-листвениты от массивов гранитоидов, с которыми они связаны генетически, удаляются в породы кровли последних на 3,5-4,0 км (Шарташский, Верхисетский и др.).

На картах-схемах масштаба 1:500000 отчетливо отрисовываются ареалы (поля, зоны) распространения метасоматитов рассматриваемых (всех или части из них) формаций. Естественно, что такие ареалы с учетом их металлогенической специализации (последняя может быть при хорошей изученности ареалов или их частей дифференцирована) перспективны на выявление вполне определенного оруденения. В ареалах можно выделить участки с разной насыщенностью метасоматитами. Их исследование целесообразно проводить, используя карты-врезки масштабов 1:200000 и крупнее.

Карты-схемы масштабов 1:500000 и 1:1000000 явились основой для анализа глобальных закономерностей распространения золотопродуктивных формаций в пределах вещественных комплексов, сформированных в различных геодинамических обстановках (режимах). Кроме того, исследования в таких масштабах позволяют установить возрастные границы проявления определенных метасоматических формаций, их глобальную металлогеническую специализацию (причины вариаций, если таковые выявятся), латеральную зональность, связь с магматизмом, пространственную (отчасти и генетическую) связь различных формаций.

Таким образом, картирование метасоматитов в различных масштабах с получением картографических документов - это основа для изучения метасоматической зональности различных уровней, закономерностей размещения и формирования околорудных метасоматитов. Для целей прогнозирования и металлогенического анализа должен картироваться весь набор метасоматических формаций как родственных, так и отдаленных. Естественно, что это не исключает составление специализированных карт метасоматитов, например, для одной или нескольких родственных формаций.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ПРИЧИНЫ ОБРАЗОВАНИЯ ЗОНАЛЬНОСТИ

В шовных зонах смятия, обрамляющих гнейсовые блоки и имеющих преимущественно сбросовую природу при субдукционных явлениях, создаются условия декомпрессии, разуплотнения пород. Это вызывает усиление мантийного теплофлюидопотока, с созданием линейно вытянутых термоаномалий и метаморфической зональности, достигающей в центральных зонах уровня амфиболитовой фации и сопровождающейся процессами ультраметаморфизма и анатексиса. При ультраметаморфизме, по-видимому, правомерна модель Д.В.Калинина, В.В.Ревердатто механизма возникновения кислых расплавов, в результате воздействия тепла подстилающей базальтовой магмы и суммарного (базитового-мантийного) флюидопотока. Выше по разрезу осуществляются метаморфические реакции дегидратации, в результате которых образуются смешанные, мантийно-коровые растворы, обогащенные рудными компонентами, экстрагированными при инфильтрации этих растворов через вышележащие осадочно-метаморфические толщи.

Золото в процессе метаморфизма вулканогенно-осадочных и терригенно-осадочных горных пород перераспределяется под действием хлоротипных растворов. Поставщиком хлора при этом являются поровые растворы этих же пород, представляющие собой захороненную в осадках морскую воду, которая вместе с последними при субдукции, была перемещена в область высоких температур и давлений (Глюк, 1989; Овчинников, 1988).

Метаморфические образования завершаются процессами плагиогранитизации, и в наиболее проницаемых зонах (узлах пересечения глубинных разломов) образуются анатектические массивы гранитоидов тоналит-гранодиоритовой формации с возрастом 360-320 млн лет. С последними сопряжена активная гидротермальная деятельность.

Наряду с изменением T и P , флюидный режим гидротермальных систем является одним из ведущих факторов минералообразования и смены парагенетических ассоциаций в ходе их эволюции.

Растворы на ранних этапах существования гидротермальной системы за счет метаморфических преобразований и частичного переплавления гранитного слоя имеют уже смешанное мантийно-коровое происхождение, но с преобладанием мантийных флюидов, которые являются хлоридно-бикарбонатными (рис. 256), содержат значительное количество углекислоты и азота, при незначительном содержании других газов (CO , H_2S , H_2, CH_4), также весьма характерно полное отсутствие фтора. Это установлено по водным вытяжкам из рудного кварца и подтверждено теоретическими и экспериментальными исследованиями (Овчинников, 1988; Сазонов, 1984, 1985).

Поскольку растворимость газов в магматических расплавах увеличивается в последовательности $N_2-CO_2-(H_2S, SO_2, NH_3, HCl, HF)$, то состав включений, по данным А.А.Кадика (1975), характеризующийся преобладанием (N_2 +редкие газы), должен соответствовать флюиду, отделившемуся от магмы при более высоких давлениях (на больших глубинах), чем флюид, в котором (N_2 +редкие газы) отсутствуют. Об этом же свидетельствует высокое содержание азота в газовой жидких включениях в серпентинитах (рис. 257). По мере развития процесса лиственитизации количество азота уменьшается, увеличивается количество углекислого газа. Образование кварцевых жил среди лиственитов на золоторудных месторождениях сопровождается резким падением давления и, как следствие, вскипанием растворов с резким увеличением количества углекислоты в газовой составляющей ГЖВ (см. рис. 257).

Относительно высокотемпературные (500-620 °C) постмагматические растворы, имеющие на этой стадии щелочную реакцию, поступают в тектонические структуры

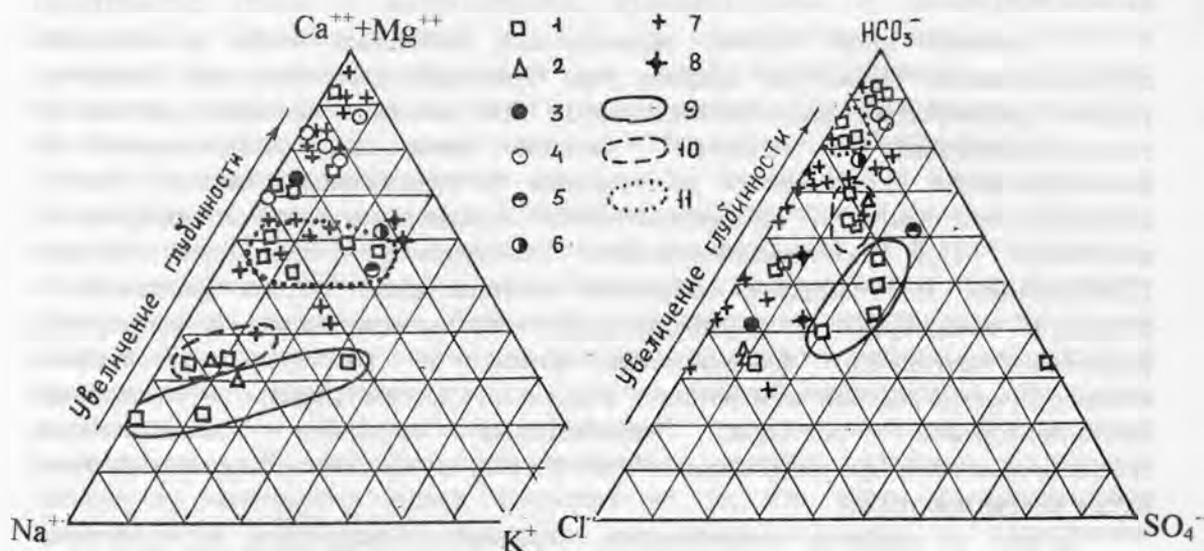


Рис.256. Состав водных вытяжек из кварца кварцевых жил золоторудных месторождений, сопряженных с раннеколлизийными плагиигранитными массивами: 1, 2 - кварцевые жилы из Березовского месторождения, локализованные в березитах (1) и лиственитах (2); 3, 4 - кварцевые жилы Кочкарского месторождения: ранние с шеелитом (3) и золоторудные (4); 5-7 - кварцевые жилы золоторудных месторождений Приморья (Моисеенко,1977), с турмалином (6), золоторудные (7); 8 - кварцевые жилы с шеелитом Даурской зоны; 9-11 - поля кварцевых жил Уральских месторождений (Сазонов, 1985), сформированных на различных глубинах от палеоперехности: 1:км (9); 2 км: (10) 3 км (11)

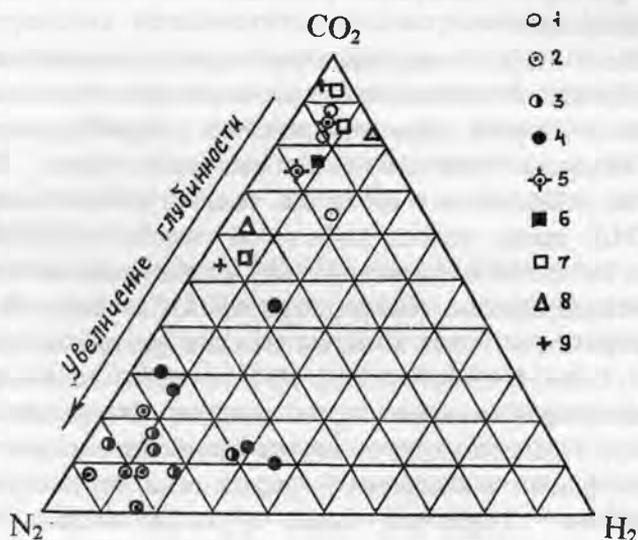


Рис.257. Состав газовых вытяжек из минералов золоторудных месторождений, сопряженных с раннеколлизийными плагиигранитными массивами: 1 - золоторудные кварцевые жилы Урала. по (Сазонов,1985); 2-4 - серпентиниты (2), тальк-карбонатные метасоматиты (3) и листвениты (4), по (Сазонов, 1985); 5, 6 - золоторудные кварцевые жилы Ленского района (по материалам Н.В.Петровской) - кварц (5), самородное золото (6); 7-9 - золоторудные месторождения Приамурья (Моисеенко, 1977): низко- (7), средне- (8) и высокотемпературные (9) кварцевые жилы

глубоких горизонтов месторождений, в уже консолидированные гранитоиды и в породы их кровли. Золото мобилизуется из метаморфических пород флюидами хлоридо-бикарбонатного состава, при высокой активности углекислоты (последняя, видимо, и играет роль катализатора, резко увеличивая транспортную способность Au), которые по мере остывания взаимодействия с вмещающими породами и растворенной углекислотой увеличивают постепенно количество бикарбоната натрия, что благоприятствует растворению также и кремнезема (Рябчиков, 1975). По многочисленным трещинам отрыва и скалывания, образующимся в эндо- и экзоконтактах консолидированной части массивов, формируются дайки "пестрого" состава и ранние кварцевые жилы. Их образование обусловлено резким падением давления при открытии трещин, падением растворимости кремнезема и рудных элементов. Жилы шеелит-кварцевого, монокварцевого, золотокварцевого, шеелит-турмалин-кварцевого составов практически не сопровождаются околожилными изменениями. Такие жилы золотоносные, но обычно слабо, что позволяет их использовать после обогащения в стекольной промышленности или в качестве шихты на синтез искусственных кристаллов кварца. Во вмещающих плагиогранитах и дайковом комплексе в это время широко проявляются процессы биотитизации и амфиболитизации; образуются метасоматиты, известные на Урале, как "табашки" (Бородаевский, Бородаевская, 1947; Бородаевский, Черемисин, 1983).

Биотит представлен мелкочешуйчатыми разностями, развитыми по микротрещинам в минералах плагиогранитов, и крупночешуйчатыми, порфиробластическими агрегатами, не ориентированными относительно кристаллизационной сланцеватости в дайках и "табашках". Под микроскопом минерал буро-зеленого, бурого цвета: $n_g=1,628$, $F=23-36$. Состав отвечает истонит-сидерофиллитовому ряду с обогащением флогопитовой молекулой.

Амфибол представлен порфиробластической роговой обманкой с сине-зелеными цветами плеохроизма по $n_g=1,648-1,657$; $F=22-28$.

Золото на данной стадии процесса в небольших количествах концентрируется в биотите, амфиболе, плагиоклазе - до 0,8 г/т (Огородников, Сазонов, 1991; Сазонов, 1984, 1989).

По мере снижения температуры происходит постепенное уменьшение щелочности растворов и при температуре порядка 400-450 °C хлорит псевдоморфно замещает биотит, роговую обманку, пироксен. Хлорит по составу отвечает рипидолит-прохлориту: $n_g=1,618-1,633$; $n_p=1,611-1,629$; $F=35-50$ %. Одновременно с хлоритизацией появляются сульфиды, преимущественно пирит. Содержание золота в самом хлорите, по данным рудничных геологов, может достигать 78,5 г/т.

Дальнейший подъем растворов, усилившийся при обновлении и новообразовании трещин в дайках и вмещающих породах, их постепенное остывание приводят к еще большему раскислению растворов. По мере удаления от кровли массива растворы видоизменяют свой состав (см. рис.256). Так постепенно увеличивается количество ионов натрия и в меньшей степени калия. В анионной части весьма заметно увеличение хлор- и сульфат-ионов. Этим обусловлена смена интенсивного окварцевания и мусковитизации (серицитизации), иногда с баритом или ангидритом на верхних горизонтах, лиственитизацией и березитизацией на более глубоких горизонтах, где возрастает HCO_3^- . Метасоматиты развиты в зальбандах кварцевых жил, образованных в трещинах отрыва, при сдвиговых дислокациях вдоль границ даек или ранее образованных жил и трещин. Мусковит представлен мелкочешуйчатыми агрегатами в ассоциации с кварцем серебристого цвета, при значительных содержаниях (0,5-3,5 мас.%) хрома становится зеленым (фуксит): $n_g=1,593-1,621$; $n_p=1,554-1,579$; $-2V=29-42^\circ$; $b_0=9,02-9,07\text{А}$; $c_0\sin\beta=19,86-19,90\text{А}$; структура 2M, температуры образования по мусковитовому геобарометру (Болтыров, Огородников, 1974; Огородников, 1975) составляют 460-250 °C. Температура

образования березитов-лиственитов по различным геотермобарометрам: 490-250 °С, давление 1,5-0,6 кбар; кварцевые жилы, сопряженные с ними - 360-150 °С; давление 1,5-0,2 кбар (Огородников, 1991; Сазонов и др., 1989). Анализ преобразования химического состава данных метасоматитов свидетельствует о направленном раскислении растворов и кислотном выщелачивании пород, в условиях которого, при температурах жилообразования, золото становится мобильным. Именно поэтому данные кварцевые жилы и околожилные метасоматиты на этой стадии процесса не рудоносны. Рудная минерализация в жилах и метасоматитах отложилась в позднюю щелочную стадию гидротермального процесса. Ощелачивание раствора вызвано дальнейшим падением температуры и взаимодействием его с вмещающими породами. Золотоносная сульфидная минерализация выполняет обычно сеть тонких трещин в кварце и на залбандах жил, такие участки представляют собой богатые промышленные руды. Жилы, в которых сульфидная минерализация отсутствует, безрудные.

В рудных жилах, по материалам различных геологов, известно около 35 минералов, из которых преобладают: пирит, арсенопирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, тетрадимит, висмутин, блеклые руды, серебро, золото, сульфосоли и теллуриды. В пирите в среднем содержится 29,5, в арсенопирите 11,2 Au, в блеклых рудах 5,8, в галените 2,4 г/т. Наиболее устойчивая корреляция золота устанавливается с висмутом, мышьяком, серебром, вольфрамом и свинцом, которые представляют комплексный благоприятный ореол. Разобщенность во времени образования кварцевых жил и сопровождающего их оруденения подтверждается исследованиями В.Г.Моисеенко, И.Д.Зайкина (1977), когда включения флюидов в рудных минералах и ассоциирующих с ними кварцах имеют резко различный состав. Если во включениях в кварце среди анионов ведущим является бикарбонат-ион, то во включениях в самородное золото резко преобладают галогениды, преимущественно хлор - около 80 %. Объясняется это тем, что бикарбонат-ион уже израсходован на карбонаты околожилных метасоматитов по завершению кислотной стадии, что привело к увеличению относительного количества хлор-иона при ощелачивании остаточных рудообразующих растворов. Температура образования продуктивных минеральных ассоциаций ранней щелочной стадии составляет 405-270 °С, а для поздних рудных парагенезисов 195-140 °С, давление 0,6-0,3 кбар (Бородаевский, Черемисин, 1983; Огородников, Сазонов, 1991; Сазонов, 1984).

Отложение золота в двух разобщенных температурных интервалах характерно также для месторождений Таджикистана, где они образуются при $T=450-300$ °С и 250-150 °С. Подобное явление наблюдается и на многих других золоторудных месторождениях (Буряк, 1982; Моисеенко, 1977). Кварцевые жилы сложены крупно-гигантозернистым кварцем, с отчетливым геометрическим отбором роста индивидов кварца, часто изобилуют крупными "остаточными" полостями, инкрустированными друзами горного хрусталя, нередко высокого качества. Это происходит в условиях ощелачивания раствора в кислотной области, в закрытой системе (полости). В случае минерализации в жиле рудные минералы могут перекристаллизовываться и отлагаться в хрусталеносном гнезде или захватываться растущими кристаллами горного хрусталя. Аналогичные золоторудные жилы с крупными хрусталеносными полостями известны на Чукотке, в Верхоянье (Юргенсон, 1984).

Как видно из рассмотрения, данное направление формирует преимущественно рудную минерализацию, часто с крупными "остаточными" гнездами горного хрусталя. В последующем, при активизации гидротермальной системы в этой зоне уже при раннекаменноугольной коллизии, на рудные жилы могут быть наложены процессы перекристаллизации и хрусталеобразования или при тектонических подвижках в шовных зонах - процессы грануляции, рекристаллизации жильного кварца, которые очищают их от структурных примесей, что позволяет использовать эти жилы в

промышленности в качестве заменителя горного хрусталя или сырья для искусственного выращивания кристаллов кварца. При этом необходимо учитывать тот факт, что на рудных месторождениях кварцевые жилы, несущие рудную нагрузку, обычно составляют всего 5-10% от всех кварцевых жил, остальные остаются практически безрудными.

Грануляция кварца обусловлена наличием градиента температуры, избыточного тектонического напряжения и инициирована его полиморфным α - β превращением с образованием полигональной системы усадочных трещин, аналогичной "сотовому" кварцу пегматитов (Геология..., 1988).

Второе направление развития метаморфогенно-гидротермальной системы формирует кварц-жилы, хрусталеносные месторождения с сопряженной золоторудной минерализацией. Оно связано с проявлением раннекаменноугольной коллизии в обрамлении древних гнейсовых блоков, в зонах смятия Урало-Тобольского мегаблока и в структурах пассивной окраины Восточно-Европейской платформы.

В данной работе не рассматриваются метасоматиты и месторождения, образовавшиеся в это время в центральных частях гнейсовых блоков и связанные с постмагматической деятельностью позднеколлизионных микроклиновых гранитов, имеющих за счет переплавления корового субстрата фторотипную специализацию растворов и соответствующие магматогенно-гидротермальные месторождения - керамические, редкометальные и хрусталеносные пегматиты, грейзены, по которым имеется обширная литература. Такая пространственная локализация этих месторождений обусловлена тем, что при отделении газовой фазы на поздней стадии кристаллизации магматических очагов фтор, в отличие от хлора, преимущественно остается в силикатном расплаве и фиксируется кристаллизующимися минералами, а не уходит в водный флюид. Это подтверждается и экспериментальными данными. В результате проведенных сопоставлений экспериментальных данных с составами фторсодержащих минералов и термодинамических расчетов достаточно определенно выявляется, что содержание фторидов в водном флюиде, равновесном с гранитом, на 2-3 порядка ниже концентрации хлоридов в этой же фазе (Рябчиков, 1975).

Во фторидной системе максимальная мобилизация золота и других рудных элементов характерна для наиболее высокотемпературной ее части. Золото будет переходить в подвижное состояние при температурах выше 450 °С (Летников, Вилор, 1981). Значит, высокотемпературные метасоматиты, образовавшиеся под воздействием фторидных растворов, обеднены золотом. Пегматиты как продукты высокотемпературного щелочного постмагматического преобразования, с последовательностью от керамических к редкометальным и "камерным" - хрусталеносным; грейзены как производные кислотной стадии этого процесса, последовательно сменяющие щелочную, с образованием фторсодержащих алюмосиликатов, практически стерильны в отношении золота. Мобилизованное золото переносилось в породы обрамления гнейсовых блоков уже существенно хлоридными флюидами, т.к. фтор исчезает из газовой-жидких включений в кварце на удалении 2,5-2 км от гранитного массива. В растворах хлоридов щелочных металлов в присутствии кремнезема и глинозема растворимость золота значительно увеличивается (Глюк, 1989). Высокая активность хлоридных растворов по отношению к вмещающим породам в зонах миграции гидротермальных растворов подтверждается большим экспериментальным материалов и методами физико-химического моделирования на ЭВМ (Зарайский, 1989). Роль хлоридных растворов заключается в мобилизации широкого спектра рудных компонентов из горных пород особенно халькофильных элементов и благородных металлов, что подчеркивает их своеобразную "хлорофильность" (Говоров, 1977; Летников, 1981).

Золоторудные месторождения и хрусталеносные кварц-жилы поля с сопутствующей золоторудной минерализацией размещаются на удалении от

гранитизированного гнейсового блока зон пегматитообразования, в кристаллических сланцах докембрийского осадочного чехла, метаморфизованных в условиях эпидот-амфиболовой фации, и далее в блоках, сложенных метавулканитами, серпентинитами и терригенно-осадочными породами, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации.

В обрамлении гнейсовых блоков, в тектонических зонах проницаемости, в метавулканитах и терригенно-осадочных породах карбона, на ранней довольно высокотемпературной стадии гидротермальной деятельности при формировании трещин отрыва образуются многочисленные кварцевые жилы выполнения, сложенные гигантозернистым, стекловидным "фрагментарным" кварцем, без околожилных изменений. Эти жилы отличаются от жил выполнения D_{1-2} возраста, малой степенью грануляции, деформации кварца, обычно представлены стекловидным кварцем крупно-гигантозернистой структуры, тогда как жилы выполнения D_{1-2} возраста, встречающиеся в этих же зонах, превращены процессами деформации и рекристаллизации в мелко-среднезернистый, молочно-белый, в различной степени гранулированный кварц, который в зонах разломов будинирован, растащен, а мелкие жилы смяты в складки. Высокобарические условия образования данных кварц-жилных полей не благоприятны для образования золоторудной и хрусталеносной минерализации.

Тектонические деформации в зонах смятия, обрамляющие гнейсовые блоки, осуществляемые вдоль шовных зон - надвигов, взбросов и сдвигов-сбросов, привели к образованию горсто-грабеновых структур с незакономерной перемежаемостью терригенно-осадочных толщ, нередко карбонатного состава (верхний структурный ярус), и метавулканитов или кристаллических сланцев (нижний структурный ярус). Преимущественно карбонатный состав подстилающей или обрамляющей толщи оказывает существенное влияние на геохимическую специализацию гидротерм и, тем самым, на формирование золоторудной и хрусталеносной кварц-жилной минерализаций. Также широко известна приуроченность локальных концентраций сульфидов, в том числе и золотосодержащих, к участкам рудных полей, сложенных известковыми осадочными породами (Алдан, Западная Сибирь, Памир и др.), характеризующимися относительно низкими (1-3 мг/т) первичными концентрациями золота (Буряк, 1982). Обусловлено это тем, что карбонатные минеральные ассоциации в связи с весьма малой растворимостью золота в растворах карбонатов и бикарбонатов, являются эффективными осадителями из хлоридных растворов. На границах карбонатных отложений с метавулканитами и другими породами образуются рудные тела с сульфидами и самородным золотом. Подтверждением этому является то, что карстовые депрессии вдоль этих границ на Южном Урале длительное время служат объектами добычи самородного золота, и открытие новых золоторудных месторождений здесь осуществляется в аналогичной геологической обстановке.

Месторождения формируются в несколько стадий, обусловленных кислотно-щелочной эволюцией гидротермального раствора в пространстве и во времени, главным образом за счет падения температуры и взаимодействия с вмещающими породами. Понижение температуры при постоянном давлении приводит к закономерному изменению кислотно-основных свойств растворов, совпадающему с эмпирической последовательностью, установленной Д.С. Коржинским. Они оказываются более щелочными при высоких температурах, затем, остывая, становятся все более кислыми и, пройдя через минимум, вновь стремятся к нейтральным и щелочным средам. Стадия нарастающей кислотности имеет максимум при различных температурах в зависимости от состава растворов. Для хлоридных растворов он тяготеет к температурам 250-350 °С, для углекислых - к значительно более низким. Локальное падение давления в трещинных структурах повышает щелочность растворов за счет их "вскипания" и удаления летучих компонентов.

Изотопный состав серы пиритов на этих месторождениях из различных метасоматитов и кварцевых жил, локализованных в метавулканитах, близок к метеоритному ($\Delta\delta_{34} = -0,3 - +1,2\%$). Проведенное А.Г.Баранниковым минералогическое изучение пирита из терригенных пород, метасоматитов и рудных жил этого района, показало увеличение уровня их золотоносности и однотипный характер изотопа серы $\Delta\delta_{34} = +0,20 - +0,95\%$. На основе этих данных полагается первично глубинный мантийный источник гидротерм, обусловивших образование месторождений. Судя по результатам изучения состава газовой-жидких включений из минералов метасоматитов глубоких горизонтов, о составе исходного гидротермального раствора можно сказать следующее. Он был, водным, хлоритипным, с определенным количеством бикарбонат-иона, роль которого по мере подъема в верхние горизонты и взаимодействия с карбонатными вмещающими толщами, постепенно увеличивается (рис. 258). Среди газов преобладают углекислый газ и в меньшей мере водород, сероводород и азот (рис. 259). Наличие водорода в ГЖВ характерно для высокотемпературных образований. Это видно из рис. 259 (а), где водород наиболее характерен для ранних стадий пегматитообразования и кварц-жилных полей, локализованных в высокометаморфизованных кристаллических сланцах. По мере снижения температуры образования кварц-жилных тел содержание водорода и восстановленных газов снижается. Характерно для золоторудных и кварц-жилных полей, размещенных в шовных зонах в обрамлении гнейсовых блоков, наличие в ГЖВ большого количества азота. Появление азота, по-видимому, обусловлено мантийными источниками, в виде каких-либо соединений, которые распадаются по мере снижения температуры и удаленности от теплофлюидоподводящего канала-границы гнейсового блока, с образованием свободного азота (см. рис. 259, а).

Инфильтрация таких растворов по зонам тектонического дробления (рассланцевания и милонитизации) приводила к биотитизации ранее плагиофельдшпатизированных кристаллических сланцев или метавулканитов. Реакция растворов на начальной стадии щелочная (рис. 260). В биотит-плагиоклазовых кристаллических сланцах с гранатом, ставролитом, наиболее ранние метасоматиты представлены порфиروبластической сине-зеленой роговой обманкой и таблитчатым красно-бурым, бурым биотитом, в высокоглиноземных породах образуются мусковит-ставролитовые, мусковит-биотитовые метасоматиты. Мусковит мелкочешуйчатый, структуры 2M. $b_0 = 9,00-9,03\text{Å}$; $c_0 \sin \beta = 19,85-19,90\text{Å}$; $n_g = 1,597-1,602$; $T = 500-660\text{ }^\circ\text{C}$; давление 1-2 кбар. У метасоматического биотита $n_g = 1,637 - 1,643$; $F = 55-60$. В этих же зонах нередко отмечается новообразованный гранат (существенно алмадин). Указанный минеральный парагенезис формировался при температурах 530-620 $^\circ\text{C}$. Данные метасоматиты нередко сопровождаются ореолами золота 0,3-1,4 г/т. Тонкодисперсное самородное золото концентрируется в слюдах и амфиболах.

В метавулканитах зеленосланцевой фации продуктом ранней щелочной стадии является биотит, представленный в виде неориентированных таблитчатых кристаллов или по трещинам катаклаза, где чешуйки биотита кристаллизуются перпендикулярно зальбандам трещинок. Нередко наблюдается образование овоидов с новообразованиями мелкозернистых кварца и альбита в центре, обрастающих по периметру бурым биотитом. В овоидах концентрируются рудные минералы магнетит, пирит, халькопирит, пирротин, теллуриды. Биотит имеет плеохроизм в красно-бурых тонах ($n_g = 1,625-1,638$; $F = 46-52$). Биотитизированные метавулканиты золотоносные, содержание золота в них достигает 9,6 г/т. В самих биотитах содержание золота - 0,05-1,6 г/т. По-видимому, в указанных породах золото фиксируется преимущественно в самородной форме. Его пробность высокая (более 900). Наиболее яркая черта этих метасоматитов - широкое развитие теллуридов, которые совместно с самородным золотом определяют продуктивность рудных тел (Сазонов и др., 1991). На закономерную приуроченность концентраций халькофильных элементов и золота к различным исходным породам.

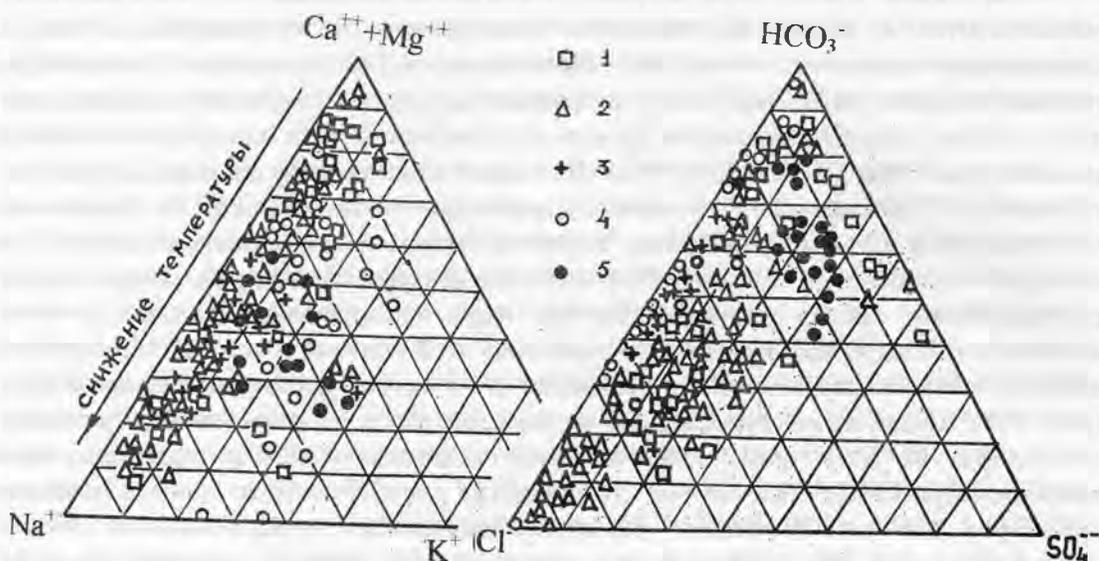


Рис.258. Состав водных вытяжек из кварца кварцевых жил золоторудных и хрусталеносных месторождений позднеколлизийного этапа:

1, 2 - хрусталеносные месторождения Южного Урала (1), Приполярного Урала (2);
 3 - хрусталеносные пегматиты; 4, 5 - золоторудные месторождения: Южного Урала (4)
 и Южного Тянь-Шаня (5)

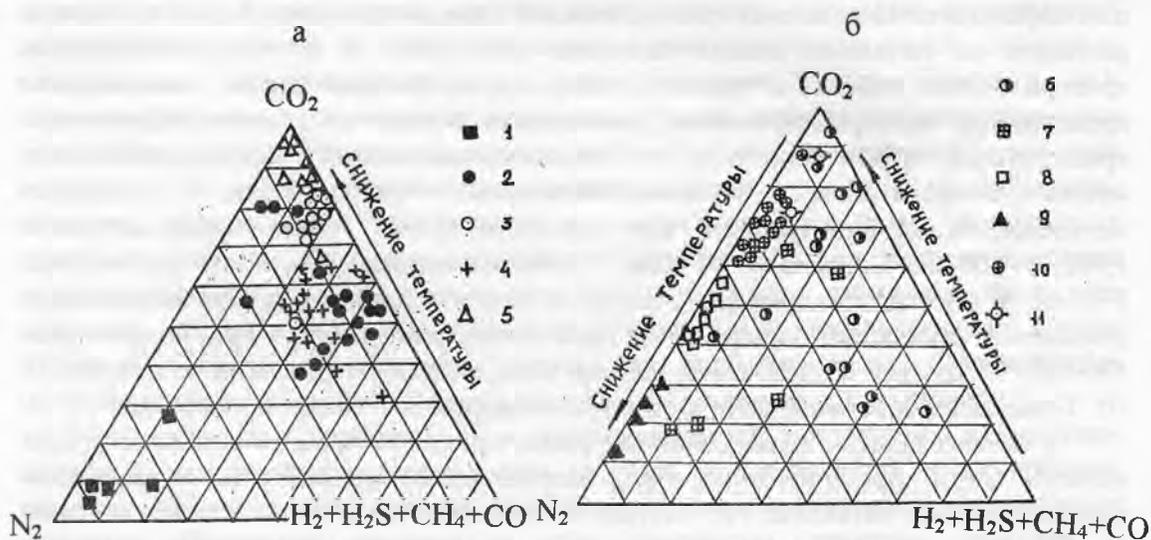


Рис. 259. Состав газовых вытяжек из кварца пегматитов и хрусталеносных жил в докембрийских породах гнейсовых блоков (а) и из кварцевых жил обрамления гнейсовых блоков (б):

1 - кварц из пегматитообразующих гранитов; 2 - сотовый кварц пегматитов; 3 - дымчатый кварц пегматитов; 4, 5 - хрусталеносные кварцевые жилы Светлинского (4) и Мироновского (5) месторождений Южного Урала; 6-10 - хрусталеносные кварцевые жилы месторождений Астафьевского (6), Коскульского (7), Речное (8), Джаман-Акжар (9), Додо (10); 11 - позднегерцинские кварцевые жилы Кочкарского и Кумакского золоторудных месторождений

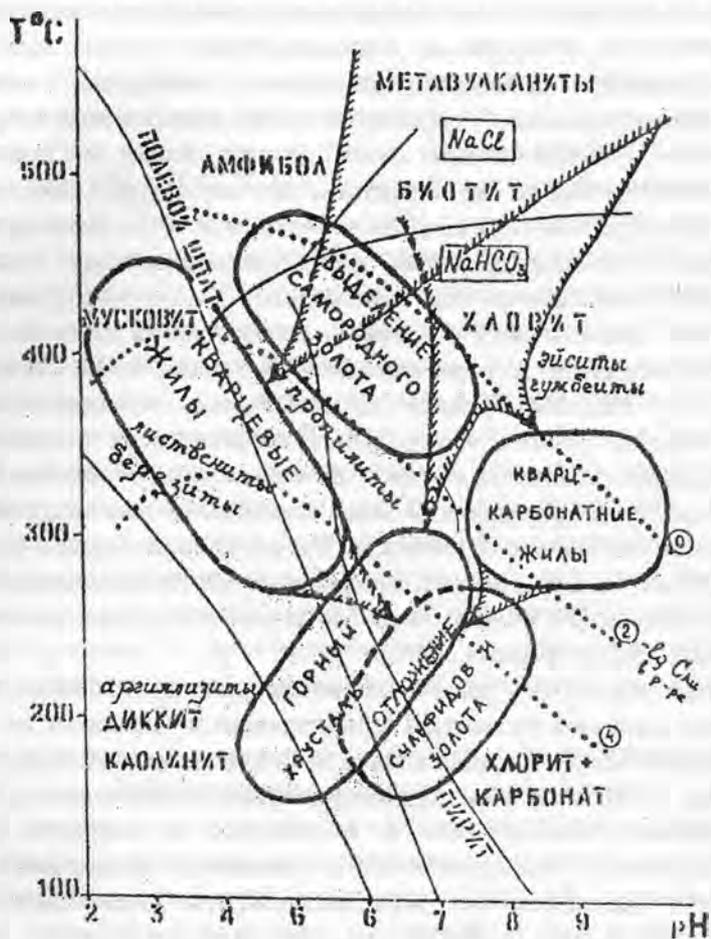


Рис.260. Зависимость состава минеральных парагенезисов комплексных (золото+горный хрусталь) месторождений от T и pH среды минералообразования. Кривые концентрации золота в растворе, по В.И.Белеванцеву и др.(1982); поля устойчивости минеральных парагенезисов, по И.Н.Говорову (1977)

претерпевшим биотитизацию, указывает также В.А.Буряк (1982). Резкое изменение геотермического градиента в зоне биотитизации обуславливает диссоциацию надкритических растворов, их кристаллизацию и соответственно концентрацию в них рудных элементов. Зона биотита, по данным Б.А.Блюман, является термодинамическим и соответственно геохимическим барьером, способствующим накоплению элементов. Среди метавулканидов или толщ метаморфизованных терригенно-осадочных пород карбона в шовных зонах, имеющих глубинное заложение, встречаются многочисленные тела антигоритовых серпентинитов по ультрабазитам.

В зонах гидротермальной проработки, обычно в пределах кварц-жильных полей, в телах серпентинитов формируются золоторудные месторождения золото-алюмосиликатной формации, типа так называемых "змеевичных жил". Ранняя щелочная стадия в них проявляется не в биотитизации, а в появлении зон актинолитизации-тремолитизации.

При нарастающем снижении температуры метасоматический процесс может идти двумя путями. Первый путь - дальнейшее раскисление раствора (левые ветви на

рис. 260). Замещение биотита, а также альмандина и амфибола хлоритом происходит при температуре 400-450 °С (Огородников, Сазонов, 1991).

Хлорит замещает железо-магнезиальные минералы псевдоморфно, характеризуется интерференционной окраской в грязно-зеленых тонах ($n_g=1,616-1,630$; $n_p=1,609-1,626$; $F=20-45$), моноклинный, имеет структуру Ib, по В.В.Брауну ($b_0=9.21-9,27$ А; $c_0 \sin \beta =14,05-14,18$ А), по составу относится к корундофиллитам-рипидолитам. В серпентинитах наблюдается образование зон хлорита и талько-хлорита. К концу этого процесса образуются мелкозернистые, золотосодержащие пирит и халькопирит. В зонах хлоритизации концентрируется самородное золото, содержание которого достигает 4,0 г/т. Возможность осаждения золота при понижении температуры щелочного раствора показана экспериментально (Белевцев, 1979; Лстников, Вилор, 1981; Рябчиков, 1975). Нижнюю границу золотоносности, очевидно, можно провести по появлению в составе рудных минеральных парагенезисов пирротина, который практически не содержит золота. Последнее, по-видимому, объясняется относительно повышенной температурой образования этого минерала и несовпадением величины окислительно-восстановительного потенциала (Eh) его кристаллизации (от -0,3 до -0,58 в) и золота (от +0,15 до -0,26 в). Пирит и халькопирит могут концентрировать золото в значительных количествах (Eh =0 - +0,36 в). Механизм отложения золота в сульфидах рассмотрен в (Диман, 1982; Сахарова, 1971).

Более поздняя кислотная стадия гидротермальной деятельности отчетливо приурочена к зонам разломов различной ориентировки и трещинам их оперения. Ее продуктами в кристаллических сланцах являются кварцевые жилы, сопровождающиеся алюмокремниевыми метасоматитами, представленными силлиманитом, андалузитом, мусковитом, хлоритом, плагиоклазом в ассоциации с кварцем. Анализ этих химических превращений свидетельствует о кислотном выщелачивании. Данные парагенезисы могут накладываться на метасоматиты раннегерцинского этапа. Парагенезис мусковит+кварц наиболее широко распространен и замещает все минералы эдукта (роговая обманка, ставролит, кордиерит, биотит, плагиоклаз и другие). Внутренняя зона метасоматических колонок, фиксирующая наиболее ослабленные в тектоническом отношении участки, представлена двумя минеральными парагенезисами: 1) кварц+мусковит+кальцит и 2) кварц+мусковит+(доломит-анкерит)+кальцит. С некоторым отставанием от указанных метасоматитов в трещинных структурах формируются кварцевые жилы. В кристаллических сланцах мусковит имеет секущую по отношению к сланцеватости ориентировку, образует чешуйки 1-2 мм ($n_g=1,597-1,602$; $b_0=9,00-9,03$ А; $c_0 \sin \beta =19,92-19,93$ А; структура 2M; $T=480-550$ °С. В метавулканитах мусковит образует мелкочешуйчатые агрегаты, в ассоциации с кварцем замещающие все минералы, имеет структуру 2M, $n_g=1,600-1,607$; $b_0=9,02-9,06$ А и температуру образования 350-480 °С.

Эти парагенезисы соответственно типоморфны для кварц-серицитовой и березит-лиственитовой формаций и образуются при РТ-параметрах раствора, близких или одинаковых, но при различном содержании в нем HCO_3^- и CO_2 . Последнее реализуется на месторождениях в связи с неравномерностью проявления катаклаза в зонах разломов, обусловившего дифференциальное выкипание CO_2 из раствора. В названных метасоматитах фиксируется пирит с незначительным (до 0,1 г/т) содержанием золота. Это естественно для пиритов стадии кислотного выщелачивания (Огородников, Сазонов, 1991; Сазонов, 1984).

Данные метасоматиты сопровождаются мобилизацией золота и халькофильных элементов в раствор. Дальнейшее развитие процесса сопровождается рудоотложением. Рудные минералы в жилах отлагаются на зальбандах и по трещинам в кварце и представлены молибденитом, пиритом, халькопиритом, ковеллином, шеелитом, гематитом, висмутином, золотом. Наблюдения показывают, что золотоносные метасоматиты с сульфидной и висмутовой минерализацией, сопровождаемые

мусковит-кварцевыми метасоматитами, могут быть наложенными на раннегерцинские слабозолотоносные шеелит-кварцевые жилы и занимают секущее положение по отношению к ним. Содержание золота в метасоматитах с сульфидами достигает 3,5 г/т. Вмещающие гранитизированные кристаллические сланцы так же, как плагиогнейсы из гнейсовых блоков, в объеме всего блока характеризуются низкими фоновыми содержаниями золота ($X_{\phi} = 1,35$ мг/т - Джабык-Карагайский комплекс; $X_{\phi} = 1,4$ мг/т - Адамовский комплекс). При метасоматических преобразованиях оно возрастает и в рудных кварцевых жилах может достигать граммовых содержаний. Кварцевые жилы без рудной минерализации, подвергшиеся грануляции, рекристаллизации с очищением от микропримесей, при значительной протяженности и мощности используются для плавки многокомпонентных стекол в качестве сырья для синтеза кварца.

Второе направление в гидротермально-метасоматических преобразованиях связано с активизацией тектонической деятельности, после завершения образования кварц-жильной минерализации и наложенного на них рудоотложения. Наблюдается надвигание толщ метавулканитов на карбонатные отложения, в связи с чем хлоритипные растворы преобразуются в бикарбонат-хлоридные и приобретают отчетливо щелочную характеристику. Воздействие этих растворов на оталькованные и хлоритизированные серпентиниты приводит к образованию метасоматических тел, сложенных клинохлором, и тальк-карбонатных (доломит-анкерит) метасоматитов. Образование этих метасоматитов сопровождается отложением самородного золота (1,6-8,2 г/т).

В метавулканитах, в том числе и вблизи вышеописанных золоторудных месторождений в серпентинитах, данное направление метасоматических преобразований связано с наложенным процессом хрусталеобразования (правая ветвь см. рис. 260). Падение давления при поступлении растворов в раствороподводящие нарушения на глубоких горизонтах в раскрытые трещины приводит к "вскипанию" растворов, разрушению бикарбонат-иона и увеличению щелочности растворов за счет удаления углекислоты на верхние горизонты. Присутствующие в растворах соединения кальция, магния, железа кристаллизуются на стенках трещин в виде доломита (анкерита), а вмещающие породы преобразуются в эйситы кварц-альбит-доломитового состава, нередко с фукситом. Происходит резкое падение растворимости кремнезема и заполнение трещин кварцем с образованием кварц-карбонатных жил.

В газовом составе ГЖВ при хрусталеобразовании нарастает количество углекислого газа, который накапливается в полости, создавая кислотную обстановку, стимулирующую рост кристаллов. Количество водорода и сероводорода слабо претерпевает изменения, а азот имеет отчетливую тенденцию выноса (см. рис. 259). Заключительные стадии хрусталеобразования, за редким исключением, характеризуются снижением количества углекислого газа и некоторым увеличением сероводорода. Перепады давления и вскипание растворов стимулируют минералообразование и отложение сульфидов и золота в зальбандах (Диман, 1982; Наумов, Ходаковский, 1971). Если, как отмечено выше, кварцевые жилы верхних горизонтов образовались из кислых растворов, то кварц-карбонатные жилы рассматриваемых горизонтов отлагались из щелочных (рН больше 8) растворов при $Eh = -0,4-0,8$ в. В связи с указанным в анкеритсодержащих парагенезисах развивается не пирит, а мелкокристаллический гематит, за счет чего метасоматиты имеют бурый, вишневый цвет. Пирит же отмечается только в зальбандах карбонатсодержащих кварцевых жил, где рН локально может снижаться до 7-6. Такой пирит золотоносен. Метасоматиты, содержащие его, концентрируют золото до граммовых содержаний.

Дальнейшее продвижение этих растворов выше по разрезу по мере охлаждения и взаимодействия с вмещающими породами и ранее сформированными кварцевыми жилами, в том числе и "рудными", приводит к растворению кремнезема и образованию полостей. В результате постепенного накопления ранее удаленной с глубоких

горизонтов углекислоты под различными экранами или телами кварцевых жил растворы постепенно раскисляются, что сопровождается перекристаллизацией жильного кварца, способствует образованию и росту кристаллов горного хрусталя в ранее сформированных полостях и аргиллизации вмещающих пород.

В минеральные парагенезисы хрусталеносных гнезд, в зависимости от условий образования, наряду с гидротермальными глинистыми минералами аргиллизитов: накритом, галлуазитом, диккитом, каолинитом, встречаются иллит, гидросерицит, фуксит, мусковит, альбит, адуляр, кальцит, доломит, флогопит, хлорит, турмалин, актинолит, сульфиды, арсениды, самородное золото, рутил, апатит, сфен и другие минералы.

Мусковит крупно-мелкокристаллический образует неориентированные друзовидные выделения, нередко совместно с альбитом (0-4% An), имеет структуру 1M, $b_0=9,03-9,06\text{Å}$; $c_0 \sin\beta =19,95-20,0\text{Å}$; $n_g =1,603-1,607$. Хлорит наблюдается в виде "гильминтов" в кристаллах кварца и в гнезде, имеет размеры 0,5-2 мм, темно-зеленого цвета, аномальные синие цвета интерференции, $n_g=1,622-1,634$, структурный тип 1b, $b_0=9,28-9,33\text{Å}$; $c_0 \sin\beta=14,10-14,14\text{Å}$. По составу относится к рипидолитам-прохлоритам. Флогипит, обнаруженный в кристаллах кварца, образует фантомы из мелкочешуйчатых агрегатов, содержит 25 % аннитовой молекулы, $n_g=1,610-1,615$; $F=35-38$.

В гнездах и окологнездовых пространствах появляются пирит, реже другие сульфиды, арсениды в количестве нередко до 10-15 об.%. Золотоносность пирита низка (100-200 мг/т). По данным Г.И.Страшненко, В.Н.Огородникова, Г.И.Крыловой, Ю.А.Ануфриева и других, температура образования хрусталеносных гнезд 315-150 °С. Нередко наблюдается формирование хрусталеносных гнезд вне кварцевых жил (минерализованные полости). Кремнезем для образования кристаллов кварца в них привносился гидротермами и поступал в последние из кварц-мусковитовых метасоматитов при их аргиллизации. Зоны развития аргиллизации - это участки выноса золота. Вынесенное золото концентрируется за пределами таких участков в благоприятных структурных ловушках и на геологических барьерах с образованием рудных столбов (Огородников, Сазонов, 1991).

Связывание бикарбонат-иона в минеральных видах приводит к снижению его концентрации в ГЖВ и увеличению относительного количества хлор-иона. Параллельно увеличению хлора возрастает количество натрия, что стимулирует мобилизацию и переотложение рудных элементов, в том числе и золота, за пределами хрусталеносных зон. Эти преобразования наблюдаются на начальных стадиях при формировании полости, сопровождающейся перекристаллизацией вмещающих жил с увеличением крупности слагающих их индивидов кварца, перекристаллизации его и последующего роста кристаллов кварца. Процесс формирования хрусталеносной полости не однороден по температурным и кислотно-щелочным условиям, имеет внутри несколько минерализационных стадий, обусловленных трещинообразованием и, как следствие, изменением термодинамических и кислотно-щелочных условий. Отражается это на зональном строении кристаллов, появлении фантомов, обусловленных сменой дымчатых и цитриновых окрасок, или ростом мелких кристаллов рудных или нерудных минералов гнездового выполнения. Поздние, заключительные, стадии роста головок кристаллов кварца характеризуются вновь увеличением количества бикарбонат-иона и, как следствие, щелочными условиями и резким снижением хлора и натрия в растворе (рис. 261). Эти условия благоприятны для отложения рудных элементов, в том числе и золота. Поэтому рост содержания рудных элементов и кристаллов золота, нарастающих на головки кристаллов кварца, наблюдается на завершающих стадиях хрусталеобразующего процесса (Буканов, 1974).

На рис. 260 видно, что области формирования хрусталеносных гнезд и раннего рудоотложения сульфидов с золотом по температуре и щелочности растворов

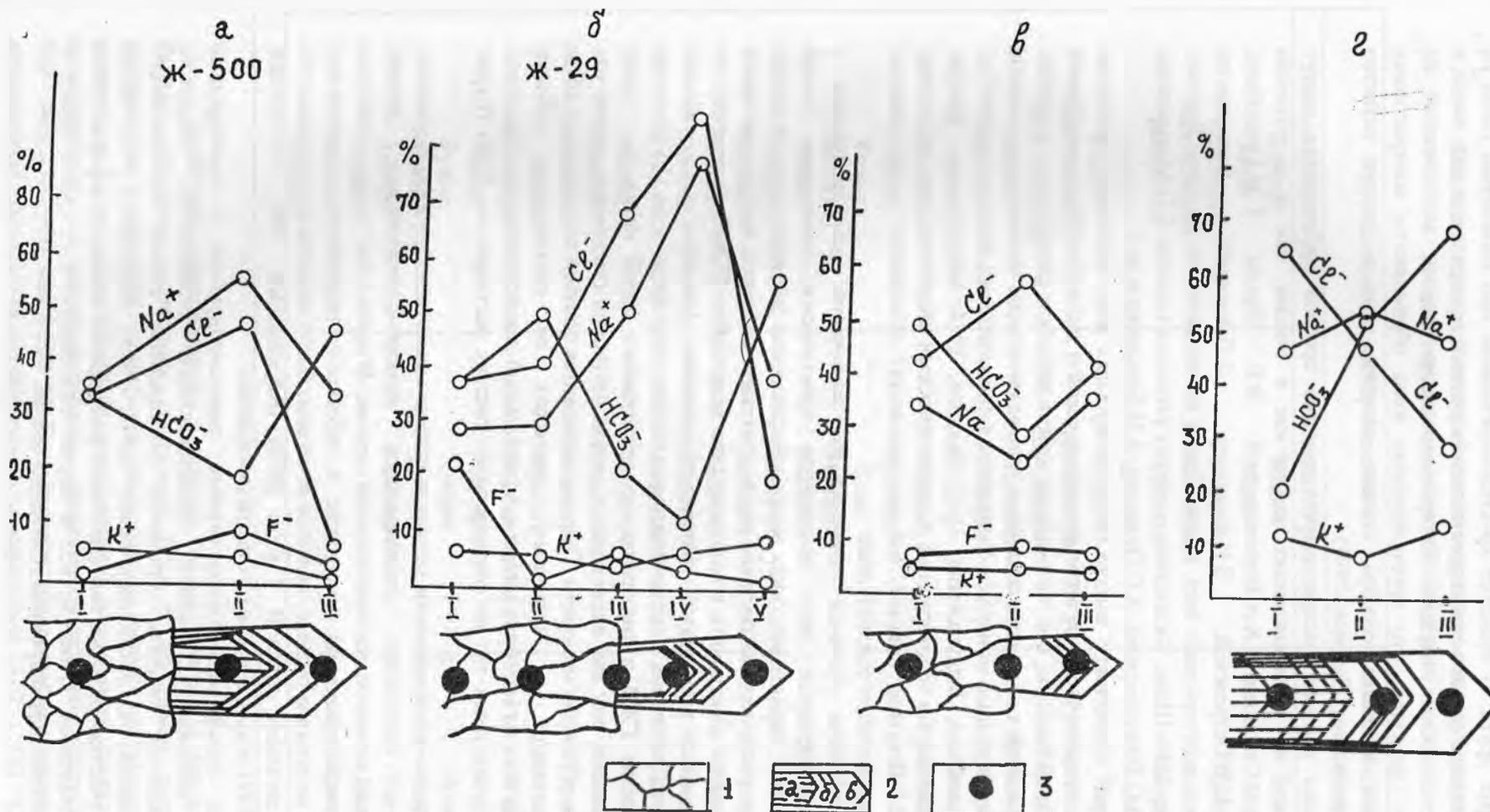


Рис.261. Эволюция составов водных вытяжек в процессе роста кристаллов кварца на примере отдельных жил: Светлинского хрусталеносного месторождения (а,б), Кочкарского золоторудного (в) и кристаллов из месторождений Приполярного Урала (г):

1 - кварцевая жила; 2 - кристаллы кварца дымчатые (а), цитриновые (б), оливковые и бесцветные (в); 3 - места взятия проб

перекрывают друг друга. В процессе хрусталеобразования при наложении гнезд на рудные жилы нередко имеет место переотложение рудных минералов, в том числе и золота, в хрусталеносных гнездах. Литогеохимические съемки, выполненные на месторождениях, показали, что хрусталеносные зоны обрамляются контрастными ореолами сурьмы, мышьяка, серебра, свинца, висмута, меди и полями развития сульфидов (Огородников, Сазонов, 1991).

Аналогичная картина распределения этих же ореолов наблюдается вокруг золоторудных тел на месторождениях золота как в России, так и за рубежом (материалы В.Н.Сазонова, А.А.Воротынцевой, В.Е. Ланды, Г.М.Гундобина, М.Н.Воина, Н.В.Петровской, З.И.Куликова, Л.Д.Зориной). Совмещение хрусталеносных и золоторудных жил, кроме Урала, наблюдается на Дальнем Востоке, Памире, Кавказе, Тянь-Шане, Казахстане и других регионах (данные Е.П.Мельникова, А.А.Шаркова, В.С.Польковского, А.С.Пузанова, А.И.Бочкарева и др.).

Проведенное сравнение минералов из кварцевых жил основных уральских месторождений, относящихся к рудным золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой формациям, с одной стороны, и к "безрудным" хрусталеносным формациям - с другой, показывает, что минеральные парагенезисы в них являются практически идентичными (табл. 99), при этом рудные минералы содержатся в сопоставимых количествах от 2 до 35 об.% (Бородаевский, Бородаевская, 1947; Буканов, 1974; Огородников, Кухарь, 1991). Анализ протолок золоторудных и хрусталеносных кварцевых жил Мугоджар, проведенный В.Б.Лекухом, показал, что по количеству сульфидов хрусталеносные жилы в 4-5 раз превосходят золоторудные.

Анализ диаграмм составов газовой-жидких включений кварцев рудных и хрусталеносных кварцевых жил показывает практическое совпадение полей фигуративных точек, характеризующих законсервированные растворы в том и другом типе кварца. При рассмотрении составов водных вытяжек из кварца необходимо иметь в виду, что состояние электролита в газовой-жидких включениях (ГЖВ) не отвечает его состоянию в процессе всех стадий минералообразования, фиксируя только валово-химический состав растворов в заключительную стадию осаждения. Еще П.Г.Бетехтин показал, что состав ГЖВ в минералах не представляет собой истинную среду минералообразования, так как входившие в состав растворов соединения в них уже прореагировали, образовав минералы. Поэтому становится понятен тот парадокс, когда растворимость кварца в "маточных" растворах не соответствует объему формирующихся жил на месторождениях, и минеральные парагенезисы околожилных метасоматитов и жильных тел не соответствуют составу растворов на ГЖВ (Буряк, 1982).

Промышленно-золотоносными являются скарны медно-железорудной формации, сопряженной с плутонами андезитовидных вулканоплутонических поясов, расположенных на активной континентальной окраине. В связи с тем, что золотоносная сульфидная минерализация по отношению к собственно скарновым минеральным парагенезисам, включая и рудные, является отчетливо более поздней и, учитывая, что сами скарны детально описаны в ряде работ (Коржинский, 1948; Подлесский, Сазонов и др., 1991 и др.), здесь мы их не рассматриваем.

Указанная сульфидная минерализация синхронизируется с замещающим минеральным комплексом скарнов, представленным актинолитом, эпидотом, хлоритом, кальцитом, кварцем, серицитом (минеральные стадии гистерогенного разложения скарнов, по Д.С.Коржинскому (1948, 1955)). Напомним, что золото присутствует в участках развития гистерогенных минералов в самородной форме, тесно связано с сульфидами. Отметим, что в борнит-халькопиритовых рудах наряду с самородным золотом зафиксированы теллуриды золота.

Основной минералогический состав кварцевых жил хрусталеносных и золоторудных месторождений Урала

Хрусталеносные месторождения		Золоторудные месторождения
Приполярный Урал	Южный Урал	
Золото	Золото	Золото
Медь	Медь	Медь
Сфалерит	Сфалерит	Сфалерит
Халькопирит	Халькопирит	Халькопирит
Пирротин	Пирротин	Пирротин
Галенит	Галенит	Галенит
Пирит	Пирит	Пирит
Арсенопирит	Арсенопирит	Арсенопирит
Блеклые руды	Герсдорфит	Герсдорфит
Борнит	Молибденит	Блеклые руды
Ковеллин	Магнетит	Борнит
Молибденит	Гематит	Ковеллин
Магнетит	Рутил	Молибденит
Гематит	Лимонит	Магнетит
Рутил	Опал	Гематит
Лимонит	Анкерит	Рутил
Опал	Кальцит	Лимонит
Анкерит	Сидерит	Опал
Кальцит	Доломит	Анкерит
Сидерит	Шеелит	Кальцит
Доломит	Апатит	Сидерит
Шеелит	Монацит	Доломит
Апатит	Ксенотим	Шеелит
Монацит	Турмалин	Апатит
Ксенотим	Актинолит	Турмалин
Турмалин	Фуксит	Актинолит
Актинолит	Альбит	Тальк
Тальк	Адуляр	Фуксит
Фуксит	Хлорит	Альбит
Альбит	Диккит	Адуляр
Адуляр	Каолинит	Хлорит
Хлорит		Диккит
Диккит		Каолинит
Каолинит		

Сульфидная минерализация в скарнах сформировалась в две или три стадии. Ранние сульфиды отлагались синхронно (или с некоторым запаздыванием) с актинолитом и эпидотом, температура образования которых составляет 360-500 °С, а давление – 2,5 – 3 кбар. Оценкой температуры формирования ранних парагенезисов сульфидных руд на основе различных термометров получены следующие величины: 350 - 440, 350 - 450, 480 – 520 °С. При меньших температурах сформировались руды, включающие сфалерит-халькопиритовую минеральную (310 – 330 °С), теллуридно-

сфалерит-халькопиритовую (ниже 270 °С) и висмут-серебро-теллуридную (270 °С) ассоциации.

Источником “скарнирующих” флюидов явился глубинный высокотемпературный дифференцирующийся флюидно-магматический очаг. Из этого флюида, после преобразования скарнов и сопутствующих им магнетитовых руд, отложилась золотоносная сульфидная минерализация при снижении температуры ниже 550 °С.

На основе всей совокупности данных, приведенных в главах 2 - 10, а также как практический выход из рассмотренных материалов в настоящей главе, представляется возможным сформулировать поисковые и отчасти оценочные критерии для золотого оруденения, сопряженного с вещественными комплексами различных геодинамических обстановок.

В рифтогенной зоне известны метаморфогенно- и магматогенно-гидротермальные золоторудные объекты (кварц-жильного - Авзянское; золотомагнетитового в антигоритовых серпентинитах по альпинотипным ультрабазитам - Каганское, золотопиритового - Лемвинское и золотополиметаллического - Дальнее - типов). Поисковые критерии объектов этих типов включают: 1) отчетливый контроль разломами-расколами преимущественно субмеридионального, реже северо-западного и еще реже - субширотного простирания; 2) связь объектов в пределах зон раскола с телами габбро-диабазов (золотопиритовые проявления), риолитов (золотополиметаллические месторождения), с ареалами развития андезитов, андезито-базальтов, обычно с щелочным уклоном (Нияюсское месторождение, Нияхойское проявление и др.), а также с площадями развития метаморфитов зеленосланцевой фации (Авзянское месторождение); 3) околорудно измененные породы, относящиеся к формации пропилитов, березитов-лиственитов, кварц-серицитовых метасоматитов; 4) развитие на верхних горизонтах золотополиметаллических месторождений метасоматитов хлоритового (месторождение Дальнее) и хлорит-кальцитового (Лемвинское проявление) составов; 5) наличие в делювии обломков пиритизированных, сульфидизированных, баритизированных пород, а также кварцевых жил; 6) хорошо проявленный литогеохимический ореол золота и его элементов-спутников: Ag (наиболее характерен), As, Pb, Ba. Мышьяк фиксируется только на участках развития золотопроявлений, сопряженных с вулканическими постройками, вмещающий комплекс которых представлен породами углистой формации.

Объекты океанической геодинамической обстановки - это колчеданные месторождения кипрского типа (Домбаровская группа, Маукское и др.), золотохлограпитовые (Золотая гора) и золотомагнетитовые проявления (зоны разломов в контактовых частях массивов антигоритизированных альпинотипных ультрабазитов). Объекты кипрского типа сопряжены с вулканитами спилит-диабазовой формации, продукты которой фиксируются вдоль рифтов, заложенных в палеоокеанической коре. На площадях, “захваченных” вещественными комплексами островодужной обстановки, перспективными на медноколчеданное оруденение являются участки (зоны) распространения натриевой риолит-базальтовой и андезит-дацитовой формаций. Месторождения приурочиваются к центрам вулканизма. Для риолит-базальтовой формации - это крупные вулканические постройки центрального типа, а для андезит-дацитовой - небольшие по масштабам вулканические постройки такого же типа, средние части которых обычно фиксируются гипабиссальными и субвулканическими интрузиями плагиогранитов, диоритов, дацитов (месторождения баймакского типа), андезитов (месторождение Муртыкты). В пределах продуктивных вулканических построек рудные тела могут быть обнаружены в палеодепрессиях, которые в геологическом разрезе зафиксированы пачками слоистых туффитов и вулканомиктовых отложений. Специально подчеркнем, что в последние годы (Масленников, Зайков, 1998 и др.) в ряде колчеданных месторождений Урала (Яман-

Касы, Александринском, Таш-Тау) выделены сульфидные трубы, текстурно-минералогическая зональность которых соответствует таковой труб современных “черных” курильщиков. Правда, такое сопоставление пока разделяется не всеми исследователями. Так, например Ф.П.Буслаев и И.В.Викентьев (устное сообщение, 1995 г.) на основе работ, проведенных на Александринском месторождении, пришли к заключению, что там их нет. Интересным является вывод авторов указанной работы о том, что на отмеченных ими и некоторых других колчеданных месторождениях “ураганные” содержания золота - результат выщелачивания сульфидов и теллуридов при субмаринном гипергенезе колчеданных руд.

В пределах продуктивных вулканических построек (рудных полей) колчеданные месторождения можно искать, только опираясь на локальные рудоконтролирующие факторы: экструзивные купола риолитов, дацитов, субвулканические андезиты, флюидальные туфы кислых пород, горизонты слоистых туффитов и красных яшм. Важный поисковый признак - присутствие брекчий с обломковидными обособлениями сульфидов. Выше отмечалось, что для колчеданных месторождений, особенно уральского типа, характерно проявление надрудных гидротермально-метасоматических изменений боковых пород - гематитизации, эпидотизации, серицитизации, баритизации, карбонатизации. Это обстоятельство успешно используется в регионе при поисках слепых колчеданных месторождений. В качестве важного поискового признака выступает развитие над колчеданными залежами (особенно характерно для золото- и колчеданно-полиметаллических объектов) существенно хлоритовых и хлорит-кальцитовых метасоматитов (места связывания вынесенных в процессе рудообразования таких компонентов, как SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , MgO , MnO).

Различные уровни литогеохимических ореолов, рассмотренные выше для колчеданных месторождений разных типов, коррелируются с различными уровнями эрозионного среза рудно-геохимических систем. Исходя из этого, слепые месторождения колчеданного типа следует ожидать на площадях, где установлены геохимические аномалии, содержащие компоненты фронтальной и внешней зон литогеохимического ореола. Эродированные в той или иной мере колчеданные залежи сопрягаются с аномалиями, включающими химические элементы окolorудной зоны: Cu , Zn , As , Pb , Cd . Естественно, что более перспективными являются аномалии комплексного состава с высокоаномальными концентрациями перечисленных элементов.

Для обстановки активной континентальной окраины, где золотое оруденение представлено объектами метаморфогенно- и магматогенно-гидротермального типов, критерии поисков сводятся к следующему: 1) контроль шовными зонами (зонами смятия) - связь опосредованная, так как эти зоны контролируют магматогенные комплексы, с которыми связано золотое оруденение; 2) тесная сопряженность с массивами, принадлежащими габбро-диорит-гранодиоритовой, габбро-гранитной и тоналит-гранодиоритовой формациям, а также с поясами (и группами) даек гранитоид-порфиоров (объекты кварц-жильного типа, реже золотосодержащие скарновые); 3) связь с окolorудно измененными породами, относящимися к формациям березитов-лиственитов (наиболее распространены), пропилитов, кварц-серицитовых, а также фемических (биотитовых, роговообманково-биотитовых) метасоматитов; 4) локализация в связи с шовными зонами, дренировавшими мантию, в метаморфизованных терригенных породах зеленосланцевой и амфиболитовой фаций (характерно для полигенных, полиформационных метаморфогенно- и магматогенно-гидротермальных объектов; 5) развитие по шовным зонам плагиогранитизации, биотитизации и близкорудных кварц-серицитовых метасоматитов (характерно для площадей проявления коллизии); 6) отчетливо проявленный литогеохимический ореол золота и его элементов-примесей: серебра, свинца, цинка, молибдена, ртути, хрома, никеля (последние два элемента характерны только для проявлений, локализующихся в

терригенных толщах в связи с шовными зонами мантийного заложения). Крупные собственно золоторудные месторождения сопряжены (во времени и пространстве, имеют генетическую связь) с массивами тоналит-гранодиоритовой, габбро-диорит-гранодиоритовой формаций, а также с площадями интенсивной концентрации даек гранитоид-порфиров. Такие объекты характеризуются длительностью (до 30-50 млн лет), многостадийностью формирования продуктивных минеральных ассоциаций. В них отчетливо проявлен эндогенный ореол золота, а также его элементов-спутников: Ag, Cu, Pb, As, W, Mo, Bi, Sb, Hg. Для рассматриваемых месторождений типоморфны метасоматиты березит-лиственитовой и кварц-серицитовой формаций. Проявлена статистическая закономерность: березит-лиственитовая формация характерна для гранитоидов тоналитового состава и условий закрытой гидротермальной системы (Березовское, Кочкарское и др. месторождения). Кварц-серицитовая формация связана с продуцирующими комплексами габбро-диоритового состава (месторождения Пановская ляга, Вилуйское и др.). К тому же, метасоматиты этой формации могут возникать в составе березит-лиственитовой формации в случае формирования последней в условиях открытой или периодически открывающейся системы.

При мелкомасштабных металлогенических исследованиях и прогнозировании на золото на Урале первостепенное значение имеет выделение тектонических структур второго порядка - зон различных геодинамических обстановок. Причем наряду с типоморфными материальными комплексами этих структур, возникшими в процессе формирования последних, значительное внимание должно уделяться комплексам, появившимся в результате трансформации более ранних структур. Ясно, что названные виды исследований должны выполняться на удобной геолого-формационной основе. Последним должна в существенной мере определяться их эффективность, так как металлогеническая специализация магматических комплексов названных структур в настоящее время в главных чертах известна.

При средне- и крупномасштабных прогнозно-металлогенических исследованиях на первый план выдвигаются структурно-тектонический, магматический, метаморфический (метасоматический) факторы контроля оруденения. На этой стадии исследования проводится дифференциация вулканоплутонических и вулканических комплексов по степени их продуктивности. Появляется возможность использования большинства из перечисленных выше поисковых критериев оруденения.

Выводы

1. Околорудно измененные породы со времен В.Линдгрена (1901) пытаются использовать в качестве поискового признака на многие виды полезных ископаемых, а также одной из основ при прогнозно-металлогенических исследованиях. В ближайшие годы минерально-сырьевая база золотой промышленности будет прирастать в основном за счет слепых месторождений, поэтому значимость этих уникальных образований, несомненно, будет увеличиваться. Сорудные метасоматиты являются не только и не столько поисковым признаком на золото, полиметаллы и др., но и могут использоваться как оценочный критерий, так как они развиваются, как правило, над рудными телами.

2. Выделяются две группы причин формирования разномасштабной метасоматической и рудной зональности: тектоническая и физико-химическая. В первой группе главной причиной, обусловившей возникновение магматических, метаморфических - метасоматических комплексов и сопряженного с ними оруденения, являются разломы (наиболее характерны шовные зоны). Вторая группа причин включает источники флюида и рудного вещества, эволюцию флюида от момента его зарождения до окончания стадии рудоотложения в связи с «прохождением» через раннюю щелочную, кислотную и позднюю щелочную стадии.

3. Концентрически-зональное изменение ореолов околорудно измененных пород с учетом направленного изменения минерального состава метасоматитов в вертикальной плоскости можно успешно использовать для прогнозирования минеральных типов месторождений, фаций глубинности оруденения, величины уровня эрозионного среза рудных тел. Этот вывод приложим ко всем стадиям геологоразведочных работ, включая прогнозирование оруденения на глубину, в том числе слепого.

4. Разномасштабное картирование золотопродуктивных формаций имеет существенное значение для металлогенических исследований и поисковых работ. Результаты мелкомасштабного картирования - одна из важных основ для металлогенического анализа и прогнозирования. Материалы, полученные при средне- и крупномасштабном картировании метасоматитов, являются базой для разработки стратегии и тактики поисков. Картироваться должны все метасоматические формации, что в результате позволит существенно упростить выделение площадей, перспективных на золотое оруденение.

К ПРОБЛЕМЕ О СОВМЕЩЕННОСТИ ЗОЛОТОНОСНЫХ РОССЫПЕЙ С КОРЕННЫМИ ИСТОЧНИКАМИ ЗОЛОТА (ПРАКТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ)

Известно (200 лет ... , 1948; Золото ..., 1993 и др.), что на Урале сначала были найдены и обрабатывались коренные золоторудные объекты кварц-жильного типа. Именно на этот тип золоторудных месторождений были ориентированы поиски золотой минерализации. В 1814 г. Л.Брусницыным было открыто на р. Березовке (Березовское рудное поле) россыпное золото. И буквально в 2 - 3 года структура поисков открываемых и эксплуатируемых месторождений резко изменилась: ориентация отчетливо была сделана на россыпные месторождения золота - более простые по технологии эксплуатации и более выгодные для отработки с экономической точки зрения. Следует подчеркнуть, что уже в 1816 г. было добыто 100 кг золота из россыпей, а через десять лет добыча россыпного золота достигла уже 1 т в год. Ориентация главным образом на россыпи имела и негативные последствия. Именно из-за этого в настоящее время мы отстаем по добыче металла от США, Канады, Австралии; к нам вплотную приблизился Китай. Причин такого отставания две. В 70-е, и особенно в 80-е гг., XX в., указанные страны изменили структуру капиталовложений в золотую промышленность: в приоритетные были выделены коренные месторождения золота. В нашей же стране в указанный период главные вливания осуществлялись в россыпную золотую промышленность и в поддержание старых рудников (эксплуатируемых 100-150 лет по "древним" технологиям). Очень резкий рост платы за энергоносители и транспорт привел к тому, что после 1994 г. в Уральском регионе, да и в стране в целом, золоторазработки даже россыпных месторождений стали нерентабельными. Цена за 1 г золота на мировом рынке в 1999 г. составляла \$12,5. Сейчас она еще ниже. В то же время себестоимость добычи такого количества золота в нашей стране даже на самых благополучных приисках обходится в \$16,5. Ясно, что золотая промышленность страны в создавшихся экономических условиях без государственной поддержки выжить не может.

Еще хуже, естественно, обстоит дело на рудниках, ориентированных на отработку коренных месторождений золота. Чтобы рентабельно работать (эксплуатационные работы практически на всех объектах опустились ниже отметки 500 м), они вынуждены принимать бортовое содержание в 6-8 г/т (эта величина на многих наших золоторудных объектах близка или даже больше среднего содержания Au в рудах). Понятно, что это приводит к порче месторождений, оставлению существенных запасов руд в целиках. Также понятно, что большая часть целиковых запасов в будущем не будет "взята".

В РФ слишком много времени проходит от начала разведки месторождений до сдачи их в эксплуатацию. Обычно этот период растягивается на 7 - 10 и даже 12 лет. Складывается ситуация, в которой месторождения, подобные Воронцовскому, остаются невостребованными.

Эксплуатация золотоносных россыпей в ряде районов Урала (россыпи в бассейнах рек Пышмы, Миасс, Тагил, Туры и др.) привела к открытию их коренных источников - золотоносных кварцевых жил. Особенно показательными в этом отношении являются многочисленные коренные месторождения, расположенные по р. Миасс, большая часть которых была открыта в результате эксплуатации россыпей. Сказанное хорошо иллюстрируется рис. 262, 263, где золотоносные россыпи в пространстве теснейшим образом сопряжены с коренными их источниками - кварцевыми жилами. Подобная связь, конечно же, является хорошей основой для определения тактики поисков на золото.

А.П.Сиговым (1948) показано, что там, где металлогенические (золоторудные) зоны Урала и мезозойские эрозионные депрессии совпадают, развиты золотоносные россыпи (рис. 264, 265). Проанализировав материалы, приведенные в указанной работе, приходим к утверждению справедливости обратного положения, а именно: по

золотоносным (особенно промышленным) россыпям можно прогнозировать положение золоторудных металлогенических зон. Приняв во внимание, что все указанные на рис. 264 коренные объекты сопровождаются шлейфами золотоносных россыпей, описанные и выраженные графически региональные соотношения мезозойских россыпей с металлогеническими (золоторудными) зонами мы рассматриваем как основу для стратегического прогнозирования на коренное и россыпное золото.

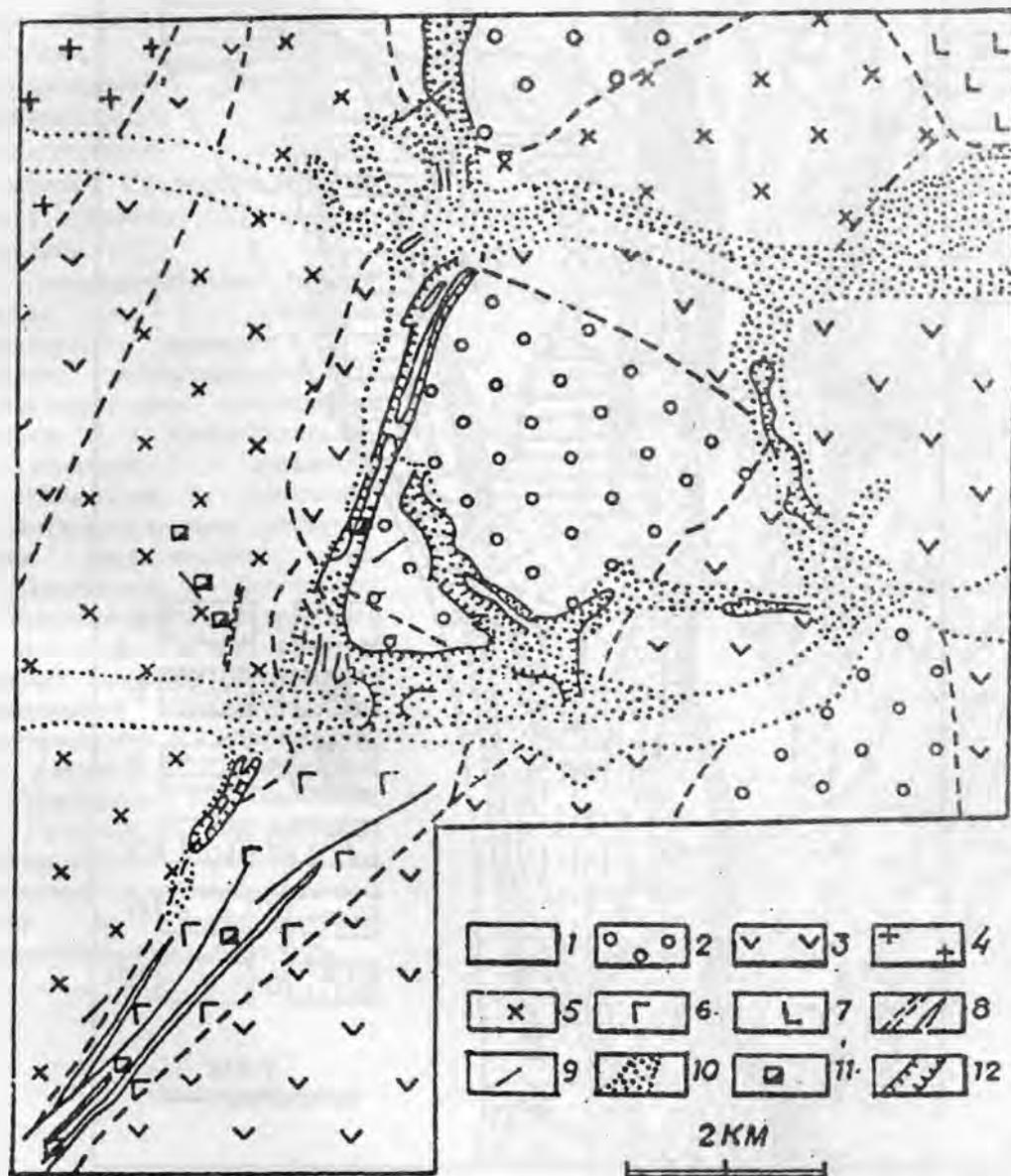


Рис. 262. Пространственная сопряженность золотоносных кварцевых жил с золотоносными россыпями в одном из районов Урала. По (Сигов, Ромашова, 1977):
 1 - четвертичный аллювий; 2 - рыхлые образования мезо-кайнозоя; 3 - венлокские андезитобазальтовые эффузивы; 4 - плагииграниты; 5 - диориты; 6 - габбро; 7 - диоритовые порфиристы; 8 - дайки лампрофиров; 9 - кварцевые жилы; 10 - россыпи золота; 11 - шахты; 12 - разрезы

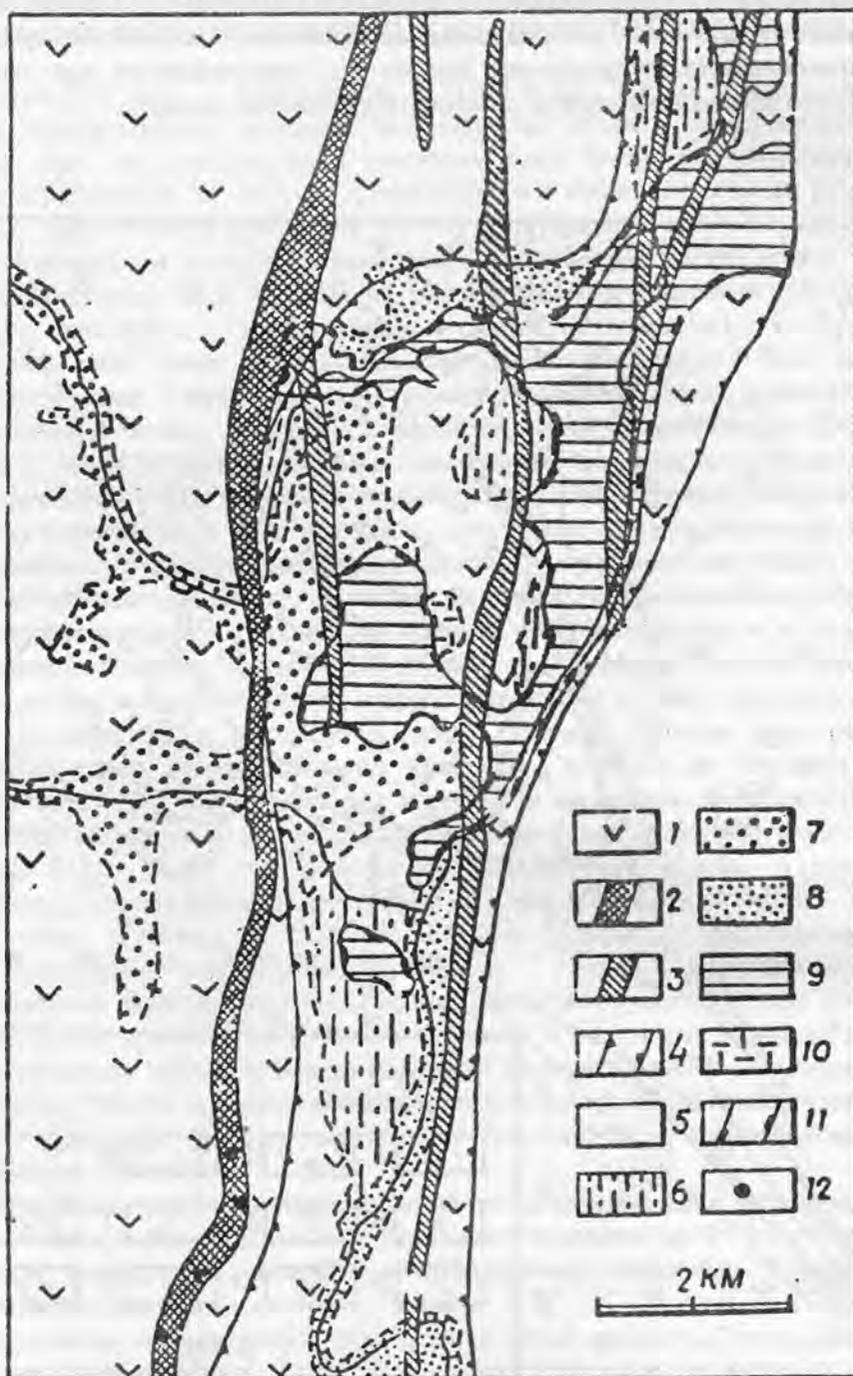


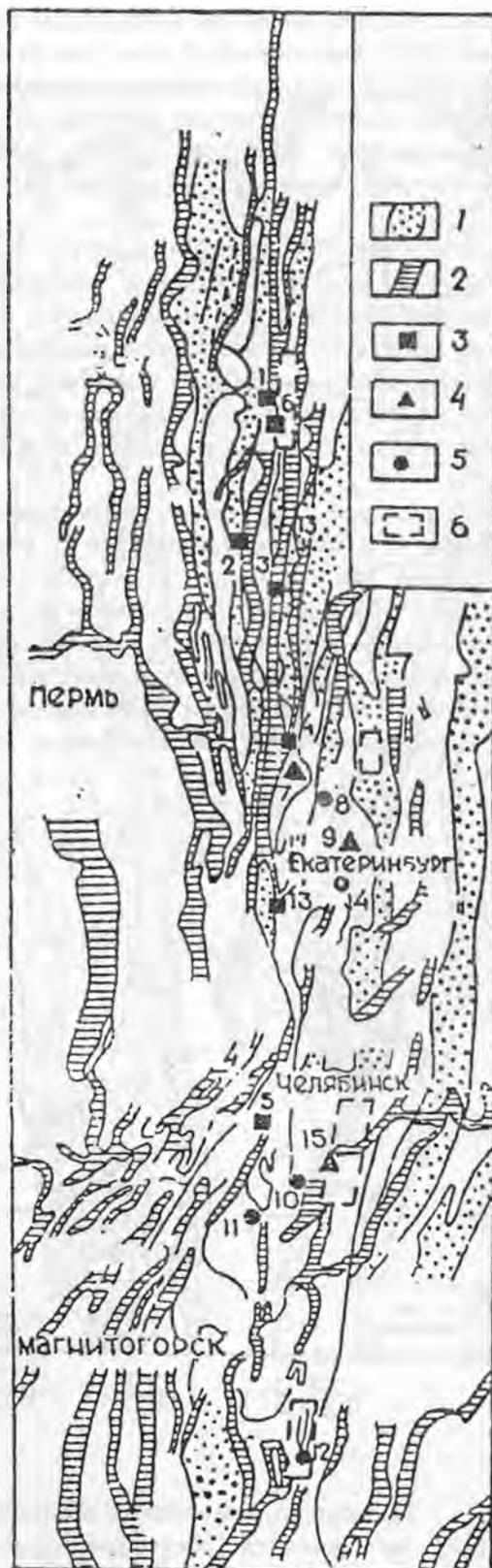
Рис. 263. Пространственная сопряженность зон развития прожилково-вкрапленного золотооруденения и золотоносных россыпей в одном из районов Южного Урала.

По (Сигов, Ромашова, 1977):

1 - палеозойские породы под мало мощным чехлом (PZ₂); 2 - зоны развития золотого оруденения с промышленными месторождениями; 3 - зоны развития убогого золотого оруденения; 4 - мезозойская эрозивно-структурная депрессия; 5 - пойменные отложения (Q₄); 6 - отложения Камышловской террасы (Q₃); 7 - отложение Исетской террасы (Q₂); 8 - отложения Кустанайской террасы (N₂); 9 - нерасчлененные четвертичные галечники; 10 - элювиальные отложения четвертичные; 11 - выработанные участки россыпей. 12 - коренные объекты золота

Рис. 264. Соотношения металлогенических (золотоносных) зон с мезозойскими депрессиями, размещение коренных, россыпных месторождений золота и первоочередных золотоперспективных площадей (Северный, Средний и Южный Урал). Основа по (Сигов, Ромашова, 1977):

1 - металлогенические (золоторудные) зоны; 2 - эрозивно-структурные депрессии; 3 - прииски, эксплуатирующие или эксплуатировавшие золотоносные россыпи (1 - Южно-Заозерский, 2 - Исовской, 3 - Салдинский, 4 - Невьянский, 5 - Миасский); 4 - эксплуатирующиеся месторождения кварц-жильного типа (7 - Бынговское, 9 - Березовское, 13 - Крылатовское, 15 - Кочкарское); 5 - разведанные и опоискованные площади развития прожилково-вкрапленного золотооруднения (месторождения: 6 - Воронцовское, 8 - Аятское, 10 - Светлинское, 11 - Куросанское, 12 - Тамбовское, 14 - Гагарское); 6 - перспективные первоочередные площади для поисковых и поисково-оценочных работ на золотооруднение прожилково-вкрапленного типа



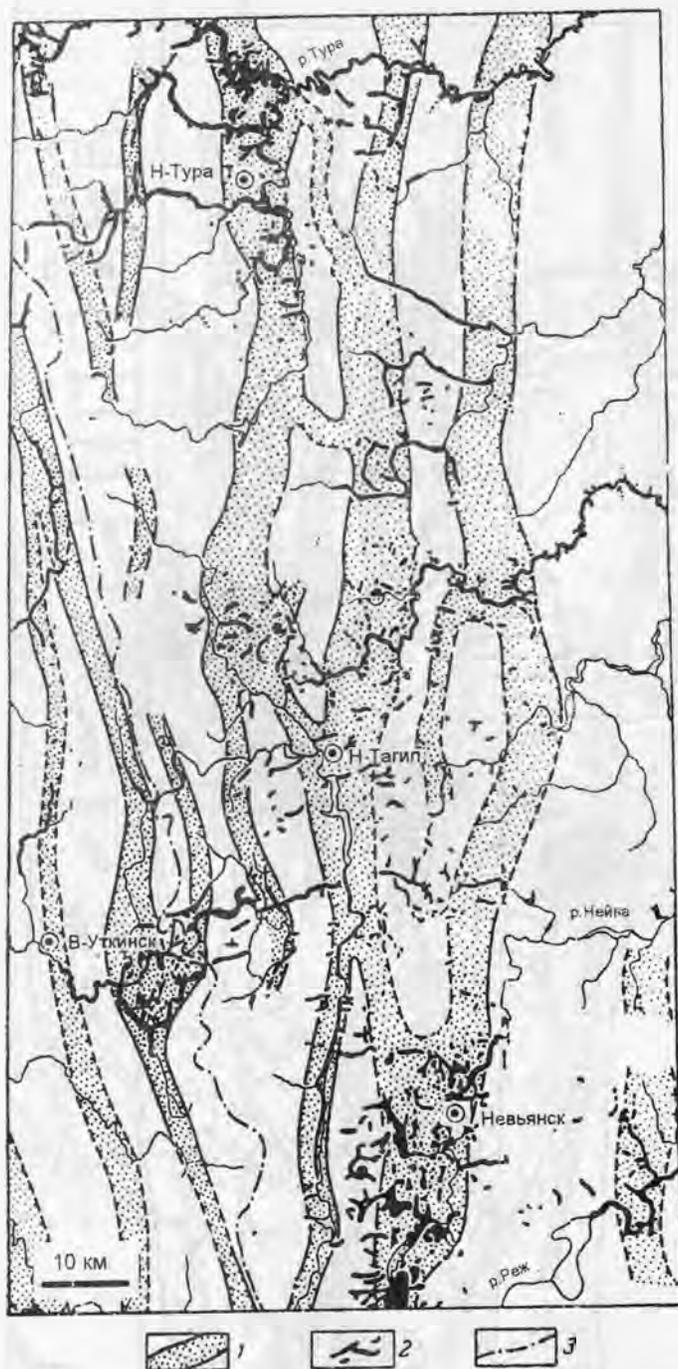


Рис. 265. Контроль четвертичных золотоносных россыпей мезозойскими эрозионно-структурными депрессиями. По (Шуб, Баранников, Якушев, 1998):

1 - эрозионно-структурные депрессии; 2 - россыпи; 3 - современный уральский водораздел

Подчеркнем два важных обстоятельства. Первое - месторождения колчеданного типа не являются россыпеобразующими из-за очень мелких (тысячные доли миллиметра) размеров золотин. Такое золото "плывет" в ковше. Эрозия колчеданных месторождений приводит к образованию около них "невидимых" шлейфов золота, которые при современной нашей технологической оснащённости лежат всеу. Второе обстоятельство - золоторудные месторождения прожилково-вкрапленного типа (например "золотоносные сланцы" Февральского, Долгомысовского месторождений и др.) не всегда относятся к разряду не россыпеобразующих (см. рис. 263). Это следует иметь в виду при прогнозировании золотоносных россыпей по коренным источникам и коренных объектов по россыпям.

На рис. 265 видна различная ориентировка мезозойских эрозионно-структурных депрессий (субмеридиональные) и современной речной сети (субширотная). Контуры таких депрессий определяют контуры регионального прогнозирования (стратегию поисков на золото) дочетвертичных россыпей. По контурам раннемиоценовых долин, часто наследующих мезозойские депрессии, можно детально восстановить палеогеографию того или иного участка, конкретнее оценить перспективы открытия на Урале россыпей раннемиоценового возраста.

Открытие А.П.Сигова с учениками на Урале мезозойских эрозионно-структурных депрессий с "древними" россыпями заложило научные основы прогнозирования на золото, причем не только на россыпное, но в не меньшей степени на коренное. Значимость этого открытия со временем возрастает. Дело в том, что четвертичные россыпи в значительной части уже открыты и даже отработаны. Вопрос встает о необходимости перехода всерьез на поиски и эксплуатацию древних россыпей. В этом случае значимость имеющихся наработок по проблеме у школы А.П.Сигова будет первостепенной.

Заканчивая главу, подчеркнем, что четвертичные россыпи приурочены к широтно ориентированной речной сети. Однако в пределах последних они редко выходят за контуры мезозойских эрозионно-структурных депрессий. Это важный фактор, который необходимо учитывать при поисках четвертичных россыпей.

Отмеченные на рис. 262 - 265 соотношения между россыпями и их коренными источниками - это основа для площадного прогнозирования золотого оруденения в масштабах рудных узлов, районов полей и месторождений. Естественно, что они могут использоваться в качестве поисковых критериев на всех стадиях геологоразведочных работ.

К ПРОБЛЕМЕ НАПРАВЛЕНИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ И ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ

Рассмотрим направления исследований и геологоразведочных работ, включая задачи применительно к группам месторождений, которые являются базовыми для золотой промышленности Урала. Как фундаментальные, так и прикладные исследовательские работы (например, разномасштабный прогнозно-металлогенический анализ) обуславливаются потребностями практической геологии. Поставленная в главе проблема рассматривается на примере собственно золотых и золотосодержащих месторождений в последовательности, отвечающей их значимости.

Кварц-жильные золоторудные месторождения. Практический интерес представляют объекты магматогенно-гидротермального типа. Они подразделяются на три группы: разрабатываемые, отработанные и законсервированные (эксплуатация проведена до глубины 30-60 м, после чего рудники законсервированы главным образом по причине сильного притока воды). Месторождения первой группы изучены хорошо. Существование рудников, эксплуатирующих их, в настоящее время и на перспективу связывается с разведкой глубоких горизонтов. В главе было показано, что на некоторых месторождениях (Березовское, Кочкарское) оруденение без заметного изменения прослеживается от поверхности до глубины 1,0-1,2 км. Перспективы поисков в регионе значительных объектов этой группы ограничены. Научные исследования на отработываемых объектах должны преследовать две цели: 1) приложение разработанных методик поисков слепых рудных тел (Сазонов, 1984; Сигов, Ромашова, 1977); 2) оценка возможностей сохранения оруденения на глубину применительно к отработываемым рудным телам по методикам, предложенным В.Ф.Казимирским, И.Т.Самарцевым, В.И. Покусаевым, Н.И.Бородаевским, В.Н.Сазоновым, А.П.Сиговым и др. (Сазонов, 1984; Сигов, Ромашова, 1977). На ряде объектов (Светлинское месторождение) кварц-жильная золотая минерализация пространственно совмещена с более ранним прожилково-вкрапленным оруденением, что необходимо иметь в виду при оценке глубоких горизонтов месторождения. При этом важно, что жильная минерализация по сравнению с метасоматической располагается гипсометрически выше.

На не полностью отработанных и законсервированных рудниках необходимо проведение специализированных тематических работ с целью дифференциации их по степени отработанности. Для группы наиболее перспективных объектов необходимо выполнение того же комплекса работ, что и на отработываемых месторождениях, но с учетом существенно меньшей масштабности.

Месторождения с золотооруденением нетрадиционных типов. Выше приведены типоморфные черты объектов с нетрадиционным золотооруденением светлинского, гагарского, воронцовского, авзянского и астафьевского типов, намечены основные направления дальнейших исследований и геологоразведочных работ на них. Поэтому мы ограничимся лишь наиболее общими и важными данными по проблеме. В настоящее время наиболее перспективны светлинский и воронцовский типы. Практическая значимость объектов астафьевского типа пока не ясна (поисковые работы остались незаконченными). Важно, что они располагаются в пределах рудных полей хрусталеносных месторождений и благоприятны для практического освоения. Золоторудные объекты с нетрадиционным оруденением приурочены к зонам разломов (смятия). Геологоразведочные работы в их пределах в существенной мере определяются степенью изученности таких зон и расположенных в них золоторудных месторождений-эталонов. Исследования в этом направлении отчасти выполнены (Корово-мантийное, 1989) и будут продолжаться. Состояние изученности объектов с

нетрадиционным золотооруденением позволяет полагать, что в ближайшее время ведущее место в балансе золотодобычи на Урале должны занять месторождения воронцовского и светлинского типов. При подтверждении имеющихся представлений в строении и степени золотоносности зон минерализации на объектах астафьевского типа возможно очень быстрое их освоение, так как можно будет использовать имеющуюся базу горных предприятий.

Заострим внимание на весьма важном факте. На восточном склоне Южного Урала (в экзоконтактовой зоне Главного гранитного пояса Урала и в других местах) в каменноугольных углеродистых сланцах известен ряд мелких месторождений и рудопроявлений золота кварц-жильного типа, сопряженных с брезит-лиственитовой и кварц-серицитовой формациями (Баранников, 1987; Сазонов, 1984 и др.). Их перспективы оценивались сравнительно невысоко, так как считалось, что золото рудных тел обусловлено выносом элемента в процессе гидротермально-метасоматической переработки указанных сланцев и последующей его концентрацией в позднюю щелочную стадию развития гидротермального процесса. Недавнее открытие Кировского рудопроявления (в удаленном западном экзоконтакте Суундукской гранитной интрузии) в существенной мере поколебало такое представление. Дело в том, что на этом объекте сделан ряд мощных (до 10 м) рудных подсечений с промышленным содержанием золота. В качестве рабочей гипотезы можно высказать два предположения об источниках золота: 1) углеродистые сланцы, подстилающие рудопроявление, возможно, обогащенные золотом (карлинский или близкий к нему вариант); 2) мантийная субстанция, поступившая в кору по зоне разлома. Возможно сочетание вариантов.

Медноколчеданные месторождения. Для эксплуатируемых золотосодержащих медноколчеданных месторождений главная задача - проведение технологических исследований с целью повышения извлечения золота из руд. Основная задача на этих объектах - выделение участков, где проявлен метаморфизм, присутствуют минеральные рудные парагенезисы с борнитом, в которых существенное количество золота находится в легко извлекаемой самородной форме. На разведываемых объектах и на тех, запасы меди которых недостаточны для организации добычных предприятий, первоочередной становится оценка возможности их отработки по схеме кучного и подземного комплексного выщелачивания.

Золотополиметаллические месторождения. Эти объекты связаны в регионе с раннеордовикской терригенно-андезит-липаритовой, раннесилурийской и среднедевонской андезит-дацитовой, а также со средне-позднедевонской андезит-базальтовой формациями. Раннедевонские объекты (Лемвинское, Тыкотловское, Дальнее и другие месторождения Лемвинской зоны) развиты в зоне рифтогенеза и сопряжены с телами субвулканических липаритов. Они довольно хорошо изучены (Сазонов, 1984; Сазонов и др., 1986). Известные объекты мелкие, но расположены кучно, что позволяет предполагать их групповую эксплуатацию одним рудником. Следует иметь в виду и возможность старательской отработки таких месторождений, так как они компактны и обладают достаточно высоким содержанием золота. Главная задача для рассматриваемых объектов золоторуднения - типизация разломов, а также приуроченных к ним субвулканических диоритов. Принципиальное значение для понимания генетики золотополиметаллических месторождений имеет выяснение степени родства между указанными липаритами, иногда тесно пространственно связанными с ними диабазами, несущими золотопиритовую минерализацию.

Объекты раннесилурийского возраста, известные в Нижнетагильской структурно-фациальной зоне (Березогорское месторождение), связаны с известково-щелочной андезит-дацитовой формацией. В данном случае мы, очевидно, имеем дело с колчеданно-полиметаллическими месторождениями, регенерированными высокотемпературными растворами (в рудных полях этих объектов известны более

поздние магнетит-скарновые проявления). Исследовательские работы на характеризуемых объектах должны сосредоточиться на типизации признаков их регенерационного происхождения, определении глубинности и уровня эрозии. С этой позиции, естественно, необходимо ревизовать старые материалы по колчеданно-полиметаллическим месторождениям, результаты определяют стратегию и тактику геологоразведочных работ. Принципиальное значение имеет диапазон развития оруденения в вертикальной плоскости. На Березогорском месторождении он, например, не менее 500 м. Средне-позднедевонские золотополиметаллические объекты (месторождение Куросан) - это регенерированные под воздействием "скарнирующих" растворов медноколчеданные месторождения. Очевидно, что при наложении скарнирования на медколчеданные руды в них произошло перераспределение золота и накопление его в связи с наложенным (замещающим) минеральным комплексом скарнов.

Наконец, среднедевонские золотополиметаллические объекты (месторождение Муртыкты) связаны с толеитовой андезит-дацитовой формацией. Они близки к колчеданно-полиметаллическим месторождениям. Однако имеются и принципиальные различия: в данном случае указанная формация толеитовая (на колчеданно-полиметаллических месторождениях она известково-щелочная); рассматриваемые объекты сформировались на большей глубине, в условиях, затрудняющих выкипание углекислоты из раствора, что определило березит-лиственитовый состав околорудных метасоматитов (на колчеданно-полиметаллических месторождениях они кварц-серицитовые). Для определения в пределах ореолов развития островодужных вулканитов площадей, перспективных для выявления золотополиметаллического оруденения, необходимо выполнение тематических исследований, задача которых - установление мест локализации вулканитов толеитовой андезит-дацитовой формации.

Золотомедно-порфировые месторождения. Обычно на объектах этого типа содержание золота не превышает 0,3-0,5 г/т. Однако на Урале имеются медно-порфировые объекты, которые успешно обрабатываются (Юбилейное месторождение) или разведываются (Березняковское месторождение) как золоторудные. Первый стал таким, очевидно, в связи с наложением золотоносной кварц-жильной минерализации (Сазонов, Контарь, 1983), а второй - обладает повышенной золотоносностью как типоморфной чертой (характерно для удаленного близповерхностного оруденения, А.И. Грабежев, 1992). Поиски указанных объектов должны сосредоточиваться в пределах активных континентальных окраин, с которыми сопряжены андезитоидные вулcano-плутонические комплексы. Основная задача исследований - выяснение закономерностей образования участков с повышенным содержанием золота.

Скарновые месторождения. Повышенной золотоносностью отличаются медно-магнетитовые и магнетитовые месторождения наложенных андезитоидных вулcano-плутонических поясов. Причем последние месторождения интерес по золоту представляют только в том случае, если на них наложена более поздняя золотоносная кварц-жильная минерализация (Сазонов, 1988; Сазонов, Мурзин, Григорьев, 1990). На первых месторождениях, эксплуатирующихся на железо, получение золотоносного сульфидного концентрата технологически невозможно. По ним выполнены специализированные исследования, с помощью минерального баланса определены минералы-концентраты и носители золота в рудах и скарнах. Сейчас стоят два вопроса экономического порядка: первый - насколько выгодно при данном положении дела извлекать золото в качестве попутного компонента из медно-магнетитовых руд, второй - перспективно ли извлечение золотоносного концентрата из руд отработанных месторождений, отдельных тел при низких содержаниях в них золота. После положительного решения указанных вопросов может быть определена тактика геологоразведочных работ.

Магнетит-скарновые месторождения андезитоидных вулканоплутонических поясов по железу обычно малоперспективны: их запасы, как правило, не превышают первых сотен миллионов тонн руды. Следовательно, повышенная золотоносность, обусловленная развитием минерализации, сопряженной с метасоматитами березит-лиственитовой формации (последние иногда могут сопровождаться кварцевыми жилами), должна оцениваться как возможный самостоятельный золотой объект кварц-жильного типа.

Руды медноколчеданных, колчеданно- и золотополиметаллических, меднопорфировых, скарновых (сульфидная составляющая) месторождений должны оцениваться на металлы платиновой группы. Положительные результаты получены Ю.А. Волченко (1996) на ряде медноколчеданных объектов Урала.

Наконец, в (Золоев и др., 2000) показано, что в уральских черносланцевых толщах, преимущественно в их частях, стыкующихся с массивами ультрабазитов (большой частью Платиноносного пояса), выделены 11 участков (Вижайский, Сурьинский, Быстринский, Кокуйский, Долгомысовской и др.) с развитием МПГ-минерализации с существенным преобладанием в ней палладия. На некоторых участках (Кокуйском, Долгомысовском и др.) установлено золотое оруденение. Как отмечалось выше, оно может как совмещаться с платиноидным оруденением, так и развиваться вне связи с ним. В свое время поиски золоторудных месторождений «черносланцевого» типа положительных результатов не дали. Сейчас же с выявлением комплексных (золотоплатиноидных) объектов определилась главная задача их изучения – определение времени и геодинамической обстановки формирования «черных» сланцев, периодов появления в них МПГ и золота, причин и факторов (тектоника, магматизм, метаморфизм) трансформации сланцев с концентрацией указанных элементов.

Таким образом, различные структурно-тектонические зоны Урала, для которых типоморфны свои вещественные комплексы, характеризуются золоторудными объектами специфических промышленно-генетических типов. Перспективы последних на сегодня, ближайшее и отдаленное будущее в основном определены, а этим предопределены основные направления исследовательских и геологоразведочных работ.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В монографии на основе оригинальных и литературных данных охарактеризованы золоторудные и золотосодержащие месторождения всех геодинамических режимов (обстановок) развития Урала. Потребность в такого рода исследованиях вызвана рядом причин, среди которых главными являются: 1) появление новых разномасштабных карт и схем регионов, составленных на геодинамической основе, позволивших с новых позиций проанализировать и переосмыслить типы связей между структурно-вещественными комплексами-продуктами различных геодинамических режимов (обстановок) и золоторудными объектами разных формаций и генотипов; 2) накопившийся новый материал по геологической позиции, составу руд (включая самородное золото) и ореолов околорудно измененных пород и литогеохимической зональности рудных тел и сопряженных с ними метасоматитов, в особенности в вертикальной плоскости, физико-химическим условиям образования и развития гидротермальных систем (на базе геологических, минералого-геохимических и изотопно-геохимических данных) конвергентности и продуктивности околорудных и рудных метасоматитов и др.; 3) потребность в поисках золотооруденения не только (и не столько) традиционного кварц-жильного, но и нетрадиционного прожилково-вкрапленного типов, которые могут рентабельно обрабатываться в условиях перехода всей страны к рынку и послужить базой для восстановления ее золотой промышленности.

Золотооруденение на Урале фиксируется в связи с вещественными комплексами всех геодинамических обстановок (континентального рифтогенеза, океанического спрединга, островных дуг, активной континентальной окраины), что обусловлено способностью золота накапливаться в кислых и щелочных средах и транспортироваться в разнообразных формах (хлоридов, сульфидов, тиосульфидов и др.). С вещественными комплексами океанической и островодужной обстановок сопряжены золотосодержащие рудные формации преимущественно колчеданного типа. Коллизионным комплексам и особенно рифтогенной геодинамической обстановке свойственны собственно золоторудные формации, которые главным образом сопряжены с тоналит-гранодиоритовой формацией. В условиях активной континентальной окраины - в связи с проявлением здесь интенсивных коллизионных процессов - часто совмещаются вещественные комплексы различных геодинамических обстановок, с которыми связано полиформационное и полихронное золотооруденение. В первом и втором случаях развиваются моно-, а в третьем полиформационные интегральные ореолы околорудно измененных пород.

Наиболее существенные концентрации золота возникают в связи с вещественными комплексами островодужной геодинамической обстановки и активной континентальной окраины. В первых комплексах образуются разноформационные колчеданные месторождения (ореолом околорудно измененных пород кварц-серицитовой формации), заканчивают рудный процесс собственно золоторудные (золотополиметаллические) объекты, рудные тела которых сопряжены с метасоматитами березит-лиственитовой формации. Эта же закономерность свойственна и активным континентальным окраинам, где сначала формируются золотосодержащие месторождения (скарновые и медно-порфировые) в связи с андезитовидными вулканоплутоническими комплексами. Последние в случае большой удаленности в сторону континента имеют более кислый состав, здесь развито собственно золотое оруденение, для которого весьма существенна кварц-жильная составляющая, сопряженная с березит-лиственитовой формацией и генетически связанная с гранитоидами тоналитового состава.

Перспективы Урала по золоту не исчерпаны. Оценка А.П.Сигова (1978): золоторудные объекты региона в целом, учитывая уровни эрозионного среза и отработки, на 50 % остались в недрах, - подтверждается современными материалами. Основу его минеральной базы сегодня и на ближайшую перспективу составляют кварц-жильные, колчеданные, колчеданно-полиметаллические, золотополиметаллические и россыпные месторождения. В ближайшие годы очевидно, добавятся золотоскарновые, а также объекты нетрадиционных типов, подобные Воронцовскому, Гагарскому и Светлинскому. Полигенное и полихронное золотооруденение в зоне коллизии должно тщательно изучаться и оцениваться, так как именно они в ближайшие годы должны послужить основой для возрождения коренной базы золотой промышленности страны.

RESUME

INTRODUCTION

The Uralian fold system (Eastern Europe and Western Siberia platform and Kazakhstanides boundary) is a regional tectonic structure of between continental type. According to the modern conception (of geodynamic and plate tectonics) it presents a good model of clearing up of the relations between orogeny (more exactly, rock complexes of different geodynamic environments) and corresponding gold mineralization (Koroteev et al., 1997; Sazonov et al., 1996; see Fig. 2*). The Urals in regional tectonic aspect is divided into two zones: one of them is situated to the west and the other to the east of the Transuralian Fault Zone. The first zone includes riftogenous zone (salic block), the second one - the areas of development of rock complexes of oceanic (femic block), island arc (salifemic block), continental margin (superimposed volcano-plutonic belts - femisalic block, and zones of spread granites massifs and granitized rocks - salic block) geodynamic environments (Figs. 2, 3). The first zone was subjected to continental riftogenesis (in Riphean). The gold mineralization preliminary of magmato- and metahydrothermal types is placed in it. The first one prevails. Besides in this zone there are gold mineralization conjugated with magnetite veinlets in antigoritized alpinotype ultrabasites (Fig. 5). The eastern structures have arisen in Ordovician and underwent with structural evolution up to the upper Paleozoic.

The femic block is composed of alpinotype ultrabasites and volcanites (tholeiitic basalts). There are two groups of gold deposits in this block: the first group - magnetite veinlets with gold in antigoritized alpinotype ultrabasites (Fig. 16), the second one - gold-bearing chlograpites (rodingites) in the same units (Figs. 17, 18). The salifemic block is composed by tholeites and calc-alkaline volcanites of the island arc environments. These suits include auriferous Cu-Zn-massive sulphide (the uralian type), barite-base metal (the baimak type), gold-base metal (the murtikty type) deposits (Fig. 36). The femisalic block corresponds to the basaltic and andesitic volcanoplutonic belts (the second one is much more gold-bearing so it is characterized in this work only). In connection with andesitic belts (andesites, diorites, granodiorites mainly) auriferous Cu-magnetite skarn, Cu-porphyrre appearances, gold-bearing quartz-veined deposits and gold deposits of disseminated type (is not traditional one for the Ural, Sazonov a.o., 1993₁) are known (Figs. 92, 93, 113, 114, 122, 145, 152, 154).

The palyngenic granites of the salic block are goldless. Granites take an active role in extraction of gold from wall rocks and its concentration in fault zones. There are auriferous pre- and postbatholite in age tectonic seams in this block.

Gold is observed throughtout of all the rock complexes and all geodynamic environments in the Urals (Fig. 2). Gold localization regularities are caused mainly by
* *Figures' names which are in the RESUME and comments to them see in the APPENDIX to resume. Fig. = Фиг. (in Russian).*

its ability to be accumulated in acid as well as in alkaline environment. An associated occurrence (thrusting mainly) of various age rocks complexes (riftogene, oceanic, island arc etc.) is the main cause of polygeneous and polychronous gold mineralization development which as the state of ores shows the most reach large scale.

The Uralian gold deposits were formed in a large range of temperature (from 520 to 250-150°C), pressure (from 2.0 to 0.6-0.2 kbar) and depth (from 4.5 to 0.6-0,4 km). The wall-rock alterations at the depth less than 1.8 km are related to the quartz - sericite formation and those at the depth more than 1.8 km to berezite-listvenite formation.

GEODYNAMIC ENVIRONMENTS OF THE URALS EVOLUTION, THE ROCK COMPLEXES CORRESPONDING TO THEM AND THEIR GOLD BEARINGNESS

The Urals is the fold system of full geodynamic development which formation according to the regimes of divergence and convergence of lithospheric platforms has caused a manifestation of geodynamic environments of a continental riftogenesis, oceanic spreading, islands arcs, subduction of an oceanic crust under the continental one and collision of adjacent continental plates with island arcs, a marginal volcano-plutonic belt's formation (Koroteev, 1996; Matte, 1995 a.o.). Intracratonic spreading took place in the Late Riphean-Cambrian. In the Early-Middle Riphean it was predated by the formation of a midland avlakogenes and grabens system of Euro-Asian platform including structures situated along its western periphery in the Paleozoic to the structure of fold system. An oceanic spreading is dated by the Early Ordovician (Northern and Middle Urals) and Middle Devonian (Southern Urals). The island arcs were formed: in the Tagil depression - in the Late Ordovician-Early Silurian, in the Magnitogorsk one - in the Middle Devonian. In the Early-Middle Devonian a plate divergence had been followed by convergence. In consequence of that process at the Eastern framework of the paleocean the environment of an active continental margin with formation of the structures of tectonic accretion with a complicated composition and formation of marginal volcano-plutonic belts was established; the western framework was developed in the continental margin environment. The indicated geodynamic regimes and corresponding geodynamic environments have the own structural-substantial complexes and also - the genetic and formational types of gold ores, having a thorough character in a whole (Fig. 2).

The considering of the problem begins with a brief survey of gold-bearing structural-rock complexes preceding the epicontinental riftogenesis. These are the complexes formed in the Early-Middle Riphean in the avlakogene riftogenesis environment. They are mainly presented by sedimentary formations including the black shales and carbonaceous ones. In some regions the rocks of black shale formation have heightened gold content. The aviakogene development has been accompanied by grabens and regional faults formation. The regional faults control the

areals of riftogene magmatites (dikes of basaltic composition prevail); iron, magnesite, titanomagnetite ores and insignificant rare metal mineralization are conjugated with them. A find of diamonds in these conditions is quite probable. Gold ores are presented here by a quartz-veined type. Its absolute age is 1350 Ma (Sazonov et al., 1996). It's known that in the Telpos (O₁₁) conglomerates at the Polar Urals pebbles from the ore-bearing quartz veins have been occurred. Besides the sulfide mineralization of the «stratiform» type, sometimes gold-bearing mineralization, is known in the coaly shales of the Puivinsk (R₂), Shchokurinsk (R₁) series and in the carbonaceous rocks of the Nyartinsk complex (the Polar Urals). In the conditions of avlakogene riftogenesis poorly gold-bearing conglomerates (R₂) are also known. The sulphide mineralization developed in the Bakalskoe iron ore field attracts attention. It localized at the contact of sideritic bodies with diabase dikes. It's important that in the analogous geologic position and similar geodynamic conditions the large gold ore deposit Reposos in Brazil is known.

Gold mineralization of epicontinental riftogeneous environment. Gold mineralization caused by the regime of epicontinental riftogenesis is developed at the western slope of the Urals in submeridional belt of the mainly terrigene rocks (Fig. 5). This belt has virgations to the north-west. Virgation intersections with submeridional faults correspond to the «triple points» which are the locations of magmatic manifestation and conjugated ore-forming. Gold ores are presented here by two types: quartz-veined and streaky-disseminated ones (pyrite-polymetallic gold-bearing and gold-polymetallic), continuous ores are not characteristic to the objects of this type. Two genetic types of gold ore objects have been distinguished: magmatogenic and metamorphogenic-hydrothermal.

The main part of quartz vein objects is localized in terrigene-sedimentary rocks controlled by submeridional fault. Gold ores as a rule are occurred in the structures of the second order. Occurrences are presented by mineralized quartz veins (Avzyan, Popovsk Sopka and others), and also conjugated with them metasomatites of a quartz-sericite composition. Gold-bearing pyrite prevails in these ores. Besides galenite, sphalerite, chalcopyrite, tennantite have been determined. According to the relation with magmatites two groups of quartz veins are distinguished: the first one - the magmatogenic-hydrothermal objects conjugated with granitoid intrusions of tonalite composition; the second one - metamorphic-hydrothermal - at the objects in which no magmatites have been found up to the depth of 4 - 5 km. The source of fluids is crustal. The gold fineness in ores of characterizing objects is 820 - 930 (Sazonov et al., 1986). At the Polar Urals pyrite-polymetallic ores are known in space and genetic connection with riftogene volcanites of andesit-basaltic composition among the sediments of the Bedamelsk series. However they haven't been studied well, and its gold-bearingness is not clear.

Gold-polymetallic objects are connected with subvolcanic rhyolite bodies, localized in finegrained often coaly sediments. Their ore bodies are mineralized zones (pyrite, chalcopyrite, galenite, sphalerite, native gold) developed in the contact part of rhyolite bodies replaced by metasomatites of berezite-listvenite formation. Co-ore

chlorite metasomatites have been determined. Fineness of gold is 490 - 894, mercury is absent in it. The formation depth of objects conjugated with rhyolites is 1,5 - 1,8 km. The source of fluids and ore substance in these objects is crustal.

Above-mentioned rhyolites are the acidic member of the riftogene bimodal series, the second member of which is presented by diabases. In connection with diabase dikes at the Prepolar Urals some gold occurrences represented by shear zones in which biotitization (accompanied by pyrite with low gold content formation) and later sericitization usually with some amount of quartz (with gold-bearing pyrite and native gold) have been developed. The characteristic feature of gold is the higher content of mercury (up to 4.3 mac.%) and lower fineness (less than 820). The formation depth of the objects is 1,5 - 1.8 km, the source of fluids and ore substance is mantle.

On the western slope of the Urals (in rifogene zone) there are some small (length up to 5-15 km, thickness up to 1,5-3,0 km) massifs of serpentized alpinotype ultrabasites (Figs.2, 4) which were formed at ca. 500-700 Ma (Varlakov, 1995). Among these massifs more typical is the Kagan (Fig.16) one. It is interesting massif because of the gold deposit with the same name, which is known in connection with it.

The Kagansk massifs' length is 12-15, width is 2-3 km. It was metamorphosed twice: at ca. 500-700 Ma ultrabasites were serpentized (more intensively developed antigoritization), later, at ca. 435-465 Ma (Varlakov, 1995), serpentized ultrabasites were transformed into the talc- and anthophyllite-bearing rocks. By Pokrovsky and Chashukhm (1982) and Bugrov et al.(1975) formation of serpentinites was subjected by action of the meteoric-metamorphogenetic fluid. The rocks - result of transformation - were subjected by plagiogranitization's process.

The Kagansk deposit is located mainly in the east part of massif (serpentized ultrabasites) where crushing and schist formation maximum occur (Fig. 16). Antigoritization of ultrabasites conjugated by formation of magnetite and addition of gold (Sazonov, 1984) but commercial contents of this metal were found into faults' zones. The mineralization is discrete. It occurs as disseminated type and as schlieren. Prospected length of the mineralized zone is about 2 km. Content of gold in mineralized zones is up to 0.2 - 1.2 g/t (V.Ya. Levin, pers. comm., 1995). Ores of the deposit, besides magnetite and native gold (its content of Cu is up to 31.03 and Hg up to 1.27 mas.%), consist of chalcopyrite (main mineral), bornite, pentlandite, pyrrhotite.

In the passive continental margin environment gold-bearing conglomerates and sandstones were formed. The first ones in some parts concentrate gold in commercial amounts and the second ones distinguished by higher content (up to 70 - 80 mg/t) of metal were the intermediate collectors of gold. Gold-bearing conglomerates of the Prepolar Urals according to numerous parameters (geodynamic environment, lithology, forming conditions of rocks, later alteration and others) could be compared with the Witwatersrand gold deposit (Soroka, 1997). According to the data written

above there are the reasons of returning again to the problem of the gold conglomerates at the Urals.

Gold mineralization of the oceanic spreading environment. The main components of this environment are the ultrabasites of dunite-harzburgite formation and tholeiitic basalts (Figs. 2, 3). Significant concentrations of gold connected with the first of them are unknown. Native gold has been fixed in nuggets of platinum and chromite ores.

In connection with oceanic tholeiitic basalts submarine copper-massive sulfides deposits of the dombarovsk (Cyprus) type have been formed. Now a considerable data have been accumulated that they are the analogues to modern different sulfide formations at an oceanic bottom. There have been known the Mauk and Letnee deposits among the objects of the dombarovsk type in the Urals (Figs. 30, 33). They have relatively low concentrations of gold. The finds of gold mineralization of the hydrothermal-metasomatic and vein types in the Cyprus ophiolites (E.N. Baranov, pers. comm., 1995) assure and set a problem of their original source and prospecting criteria.

In serpentinized alpinotype ultrabasites of the Southern Urals a specific gold mineralization is known. It is occurred in zones of chlograpites (rodingites) and antigorite serpentinites. Chlograpites are known in the Zolotaya (Gold) Gora deposit (Figs. 17, 18). They occur as the lenses and veins which have length 0.5 - 0.6 km and average thickness 2-3m (6-7m in swells). Average gold content in chlograpites is about 5 g/t. Native gold (low fineness, Cu- and big-bearing) is the main mineral-carrier of Au in ores (mineralized chlograpites) here. Native gold was found in the association with covellite, chalcocite, chromite, magnetite, chlorite, rare garnet and carbonate. The next parameters of formation of chlograpites were distinguished: $T=450^{\circ}\text{C}$, $P=2-2.5\text{ kbar}$ (Sazonov a.o., 1993). Native gold was formed up to $420-390^{\circ}\text{C}$. A fluid was the same that mentioned above (see previous part). The Zolotaya Gora is a small deposit and there is no another one like it in the Urals. Ca and Al appeared in the «chlograpitized» fluid as a result of ultrabasites' serpentinization (Coleman and Keith, 1971).

Gold mineralization of the island arc environment. The environment has caused formation of ensimatic volcanic belts which are deposited by products of basaltoid magma differentiation of the Na-petrochemical series. On these belts which are situated symmetrically to an oceanic structure (Figs. 2, 35) gold-bearing pyrite deposits of the ural type (Cu-Zn-pyrite formation), baimak type (pyrite-barite-polymetallic or pyrite-polymetallic formation) and also gold-polymetallic (gold-polymetallic formation) and gold-bearing copper-porphyrific (copper-porphyrific formation) deposits are localized. A lateral and vertical zonation of the pyrite ore deposits distribution is noted. So in the lower parts of volcanic belts, where spilites with ultrabasic bodies broken by gabbro, the sulphide mineralization with Co and Ni is occurred. Their gold concentration is insignificant (usually not more than 0.1 g/t). Massive sulfide deposits of the Ural type are bedded in the upper succession in diabbases, spilites, quartz albitephyres of a pyrite ore formation.

Last decade the Safyanovka deposit (Fig. 37) of the Uralian type in nontraditional geological positions was opened and prospected (Yazeva a.o., 1992; Koroteev a. o., 1997). This object is located in the area which is far from the Main Uralian belts with many massive sulphide deposits. It was distinguished that ultrabasite massifs, gabbro and tholeiitic basalts are subhorizontal rootless lenses with tectonic in the base. They lie on the Devonian volcanic units and Carboniferous limestones. The «Magnitogorsk» (Devonian) age level and the same type of geological units of the Safyanovka region was argued in 80-th years using new paleontological data (Koroteev a.o., 1997).

In the Safyanovka deposit's region following units are occurred: a) paraautochthonous pre-Paleozoic microcontinental complexes and sedimentary rocks of their cover (some limestone plates of ages from D_1 to C_2); b) allochthonous volcanogenic and intrusive units including volcanites of a young epi-oceanic arc and its melanocratic basement, bimodal volcanites of back-arc spreading zones so as volcanic, intrusive and sedimentary (graywacke) complexes of a mature island arc. All they represent isolated nappe and klippe of the Devonian paleoarc structure, parts of its frontal, barrier zones and back slopes at different stages of formation; c) autochthonous postcollision intrusive units.

In the Safyanovka deposit's region subvertical and steep dips of layers were fixed only within volcano-sedimentary and carbon-bearing terrigenous units near the youngest faults. There are two known reasons of dislocations: the first - early Carboniferous arc-microcontinent collision and the second one - early-Permian epycontinental collision (Koroteev a.o., 1997).

The modern structure of the Safyanovka deposit's region was formed as a result of mentioned above early-Carboniferous collision of the Devonian island arc (here it is the northern part of the Magnitogorsk one, Yazeva a.o., 1992) with the East-Uralian microcontinent. A consequence of tangential shattering of the earth surface between these thick blocks of the crust obduction of ophiolites took place and successive gravitate slipping of more and more old island arc complexes was followed onto the sedimentary continental cover. As a result paraautochthonous limestone plates were broken and accreted with allochthonous volcanogenic units.

Units of the Safyanovka deposit's region in stratigraphical order can be divided into: ophiolites D_2-C_1 the ore-bearing rhyolite-dacite complex D_2e_1 as a subformation of island arc tholeiitic series; volcanites of the andesite-dacitic formation D_3gvi and Givetian limestones; tuffs of the basalt-basic andesite formation D_3f and the trachyte-basaltic formation D_3fm-C_1t . In the recent framework of the deposit younger units as a rule are overthrust by older one. Mass overthrusts in the region of the Safyanovka deposit were renovated during the early-Permian (265 Ma, Yazeva a. o., 1992).

In the Safyanovka deposit next natural ore types were divided into (Yazeva a. o., 1992): Cu-veinlet, solid sulphide, Cu-Zn-impregnation and rich Cu (columns). The first type is mainly consists of pyrite and chalcopyrite, the second one - the same minerals and sphalerite, the third - pyrite, sphalerite, chalcopyrite (in this ore's type native gold appears, it was found only as veinlets and grains up to 3 mkm in size, its fineness is low, nearly related to electrum, high contents of Hg (up to 12 mas.%) and

Bi (up to 1.55 mas.%) were fixed and the fourth - chalcopyrite and pyrite. Crystallization (data of Yazeva a.o., 1992) of veinlet (stockwork) ores took place in interval 370-520, solid ores 225-370, Cu-Zn-impregnation ores 170-230, column ores 150-200° C. The next stages of formation of metasomatites conjugated with the ore bodies was determined: 1) appearance of the asymmetrical aureole of metasomatites and partial altered rocks related to volcano-sedimentary solid sulphide ore deposition; 2) development of discordant halo of quartz-chloritic and carbonate-chloritic metasomatites connected with ore column penetration, local quartz-sericite-carbonate metasomatites (*berezites-listvenites*) accompanied by gold-polymetallic mineralization (in overlying beds of the deposit relates to the same stage); 3) postore redeposition and segregation of sericite and carbonate caused by dynamometamorphism.

Evolution of volcanic belt (with massive sulphide deposits) to an island arc caused appearance of volcanites of andesite-dacitic formation. With the last gold-bearing massive sulphide base metal (the deposits of Baymak group, Berezogorsk and others), copper-porphyrific (the Salavat deposit and others) and also gold-polymetallic (the Murtykty, Krasnaya Zhila deposits; these and gold-bearing polymetallic ore bodies of the Safyanovka deposit are the same) objects are related. But if the massive sulphide ore deposits of the Ural type are formed at the sea bottom in connection with the sedimentary process the massive sulfide base metal deposits - with the help of overlying rock mass up to 1.5 km, and gold-polymetallic - not less than 1.8 km. The different formation depth of the objects has led to development of peri-ore metasomatites of the different formations: in the first and the second cases - quartz-sericite, and in the third - *berezites-listvenites*.

During the last 5 years some new data about heightened and high gold-bearingness (up to 10 g/t) of sulphide deposits of behind arc basins have been appeared. Copper-porphyrific objects of the island arc environment have small scale in sizes and in copper reserves - the main useful component. Their gold-bearingness is low: as usual it is not higher than 0.4 - 0.6 g/t.

Gold mineralization of an active continental margin environment. In the active continental margin the marginal volcano-plutonic belts have been formed on the accretion-collision base.

Coldness of suits of the andesitic volcano-plutonic belts. The mechanism of volcano-plutonic complex forming of these belts is the next. Basaltoid and andesitoid volcano-plutonic belts were formed when a continental crust thrusts to an oceanic crust along a subduction zone. At significant depths the last is melted with separation of fluids with high activity of nitrogen, methane and carbonic-acid gas (Kadik, 1975). Fluids by a sea water buried in marine sediments were enriched by chlorine and become a good extractor of metal, including gold overlying rock masses (Glyuk, 1994, a. o.). In the upper part of volcano-plutonic structure the compression conditions were created and along the subduction zone in the lower root part of allochthone and suture structures bordering upon gneissic blocks and having a character of faults extension conditions were created. There have been decreasing of a

whole pressure, unconsolidation of rocks and as the result decompression is beginning. It is clear that decompression zone is favourable to fluid penetration. In the central part of the sequence of the definite depths under mantle heat and high activity of CO₂ acidic magmatic chambers appear. The last can make melts sometimes which were crystallized in the form of unroot non-deep stocks. In genetic and space relation gold-bearing copper-skarn, copper-porphyry and gold ore deposits of the quartz-veined type are occurred with these stocks. The Auerbakh-Krasnoturinsk ore field (the etalon subject of this mineralization type, see Figs. 92, 93) is described lower. It is located into the andesitic volcano-plutonic belt (D_{1-2}). The last adjoins to the Uralian paleocean (0 - S) in the west (over basaltic volcano-plutonic belt $S_2 - D_1$). The east boundary of the belt is controlled by the Saldinsk microcontinent (R). The suits of the belt are transformed by accretion-collision processes (Yazeva and Bochkaryev, 1993). The belt consists of andesites (prevail), trachyandesites, trachyandesitobasalts and comagmate gabbro (small bodies), diorites, quartz diorites, granodiorites. Between the andesite belt and the Saldinsk microcontinent uhrabasartes, gabbro, diabase dikes, spilites of the base of the belt are located (0).

The Vorontsovsk gold deposit (Fig. 94) presents a monocline with hade rate deep to the west and plung to the north. In the base of the deposit's section limestones (thickness about 1 km) occur. Volcanogenic-sedimentary suits (tuffites, porphyrites and tuffs of andesite composition) superpose. In the contact of volcanites and limestones breccias (fragments - limestones, cement - volcanogenic-sedimentary) occur. Both suits are intruded by the intrusive massif, its composition was mentioned above.

In the contact zone of this massif skarns occur. The suits for developing skarn's process are limestones, occasionally diorites, gabbro and breccias. Named massif was formed at c.a. 380 Ma (Ovchinnikov, 1963) and skarns at c.a. 340 Ma. The goldness of the skarns is various (from 0.4 g/t up to 1.2-1.5 g/t). The cause is the chalcopyrite disseminated in skarn's ores.

There are many faults and jointing zones in the ore field. The strike of these structures is submeridional, sublatitudinal, nord-east and nord-west. The main structures of the field are the Vorontsovsk fault and the thrust with the same name. Diabase and lamprophyre dikes occur into faults.

Gold mineralization of the Voronysovsk deposit is polygenetic and polychronous. Gold-bearing skarns were mentioned above. Some gold-bearing quartz veins and associated berezites-listvenites are known in the deposit too. Commercial interest is connected with the mineralized zones controlled by the submeridional fault and the thrust with the subgently deep. Ore bodies contours by the data of gold-testing. They include altered breccias and rocks of the volcanogenic-sedimentary terrane.

The zonation in the main ore body is: central part - pyrite-realgar ores associated with quartz-sericite metasomatites, northern and southern flanks on the pyrite-realgar ores gold-base metal ones Which are superimposed. More than 70

mas.% of gold in the ores included in sulphides. The native gold is fine-dispersed (the size of grains is 1 - 5 μm , rare up to 20 μm).

PT-parameters of formation of metasomatites and ores of the deposit are: skarns - $T=800-400^\circ\text{C}$, $P=3\text{ kbar}$, quartz-sericite suit and berezite-listvenite - $T=390-280^\circ\text{C}$, $P=1,8-1,2\text{ kbar}$, jasperoides - $T=380-100^\circ\text{C}$, P changes from 0.1-0.2 kbar up to 0.6 kbar.

The Vorontsovsk deposit with some parameters (composition of ores, geochemical spectrum, wall rock alterations) is identical to the Carlin gold deposit (Nevada, USA; Radtke, 1985; Murzin et al., 1993). On the base of O and C isotope data of carbonates in ores and metasomatites (Fig. 86) it was concluded that the deposit was formed from an abissal fluid mixtured with pora's solution (Sazonov, Murzin and Shumilov, 1993).

Gold mineralization conjugated with granitoid massifs of the tonalite-granodiorite formation. In fold zones bordering gneissic blocks conductive heat flows causing metamorphic alteration in volcano-sedimentary rock mass on the level of the epidote-amphibolitic facies. In such metamorphozed zones the marginal parts of gneissic cores were deformed. In permeable zones and block margins gneisses were metamorphosed. The local chambers of anatexis melts exist there the intrusions of tonalite - granodiorite formations, ores are products of the last processes. The Plastovsk, Aidylinsk, Shartash, Verkhisetsk and other granitoid massifs are the typical representatives of the last formation. The absolute age of granitoids is 360 - 320 Ma (Ogorodnikov and Sazonov, 1991). With mentioned massifs of granitoides gold deposits of quartz-veined type are associated.

The Berezovsk deposit (Fig. 109) is presented by series of granitoid-porphyries dikes with submeridional and north-eastern, more rare sublatitudinal strike. The most part of the dikes has a steep (up to vertical) dipping. Dikes have been mainly berezitized, enclose ladder quartz veins which are transversed to these bodies. Besides ladder veins of the deposit named "krasichnye" because veins are located in weathered listvenites which are coloured in red (krasnyi in Russian). They represent a kind of veins which have gone out of dikes to their enclosing rocks or the veins without connection with dikes developed along the tectonic desintegrated zones as a rule with latitudinal or sublatitudinal strike.

According to the modern ideas based on the material of the above-mentioned authors and other investigators the Berezovsk ore field is composed by the three rock complexes: oceanic (serpentinized harzburgites, propylitized gabbro, primitive high-titanium diabases, lavas, more rare tuffites, siliceous sediments; they are numerated from the basement of the succession to its upper part; the age - 0 - S_1) and two collision complexes of the different (C_1 , P) ages (granitoids of the tonalite-granodiorite formation and dikes of granitoid-porphyries).

In the shown siliceous formations graptolites of bad safety with some characteristic elements of the Ordovician ones have been found (Rapoport et al., 1994). Volcanites and volcanogenic-sedimentary rock masses in the margins of the Berezovsk ore field have a monoclinial folding and gently dipping to the north. The

volcanogenic-sedimentary complex developed at the Berezovsk deposit is divided into two stratas: the lower - basalt lavas, tuff breccias, tuffites, siliceous sediments, and the upper one - diabases. The summary thickness of the stratas is more than 1.2 km.

Northern part of the ore field in Pyshminsk-Beresovsk massif represented by serpentinous harzburgites and gabbro. Serpentinous harzburgites form a strongly tectonized unroot body is shown by gravimetric data (V.A. Nirenshtein a. o., pers. comm., 1964; see Fig. 122). This body has a sublatitudinal strike. Its northern part is composed by gabbro, the southern - by apoharzburgite serpentinites and talc-carbonate rocks. Gabbro steeply dips (angle of 30 - 60 - 80 °) to the north and ultrabasites - at low angle to the south. The cause of tectonization (besides shear zones, in ultrabasites melange is intensively evident) was the collision processes which are according to the existing at the present time data of an absolute age of magmatites and metamorphites - metasomatites (Sazonov, 1975; Shteinberg et al., 1989 and others) of the Berezovsk deposit region have been united into three stages: 1) 350 - 355 Ma (C₁) - development of adamellites of the Shartash massif and dikes of granitoid-porphyrries of the Berezovsk ore field; 2) 250 - 286 Ma (P) - propylites of the Pyshma-Klyuchevsk Cu-Co-Au deposit and berezites-listvenites of the Maloistok occurrence; 3) 220 - 230 Ma (Tr) - listvenites of the same deposits and berezites of the Kremlevsk one. Note that metasomatites with the mentioned absolute age are known now in numerous ore-bearing regions of the Urals beginning from the Kumak gold ore deposit in the south to the rare metal and gold ore occurrences of the Prepolar and Polar Urals. The collision processes (the most intensive was the first of them) shown caused intensive schist formation, melange, talc formation, listvenitization of ultrabasites and formation of granitoid massifs and dike complexes.

There are known more than 350 dikes of granitoid-porphyrries in the ore field. Some dikes of gabbro-diabases have been observed. The first dikes by time of their formation are closed by included ladder quartz veins, the second are - pre-ore evidently. The main part of the quartz veins included in dikes have sublatitudinal strike and steep southern dipping (usually not less than 60°). Their length is defined by a thickness of dikes. Besides sublatitudinal quartz veins of the northern dipping at low angle and cross-veins of the two systems are observed in the dikes of granitoid-porphyrries. The veins of the one of them have the south western strike (strike azimuth is 135°) and the other have north-eastern strike (strike azimuth is 45°). Occasionally quartz veins localizing in the contacts of dikes of granitoid-porphyrries are noted. Usually they have a conformable occur with the contacts of the last. The extent of such veins is short (from the first metres to the first tens metres). Its origin has been caused by deformation of the shift type along the contacts of dikes (Sazonov, 1975). Quartz veins occurring without any relations of dikes of granitoid-porphyrries as a rule have sublatitudinal strike and steep southern dipping (usually more than 80°). Often the veins are arranged by suites consisting of 4 - 10 veins with the length up to 40 m. The suites reach on 200 - 300 m, sometimes more. Peri-ore alteration accompanies quartz veins of the Berezovsk deposit and represents the metasomatites of berezite-

listvenite formation. The last have been considered in detail in the works of N.I. and M.B. Borodaevskie (1947), V.A. Popov (1970), Kh.Kh. Laypanov (1977), V.N. Sazonov (1975, 1984) and others. In these works we show berezites and listvenites as genetically united metasomatites developed not only metasomatically but bi-metasomatically as well. The last shows that hydrothermas caused formation of bi-metasomatites were enough high temperature (below we shall return to it) and were rather aggressive. It has been distinctly shown that mineralization in veins was later and fixed ore stage of the united hydrothermal process. Ore stage fluid was not in equilibrium with mineral paragenesis of berezites and listvenites that caused transformation of the last, partly a formation of essentially sericitic later berezites instead of their earlier varieties.

At the eastern slope of the Urals some explorers have distinguished a long (more than 100 km) dike belt which includes the dikes of granitoid-porphyrries of the Berezovsk ore field (Khomentovsky, 1958 a. o.). However the dikes in the limits of this belt have been spreaded not entirely but by «spots» - clots of dikes localized in the massifs of tonalite-granodiorite formation and in their over-intrusion zone. The last on the example of the Berezovsk ore region has been well illustrated in the work of O.V. Bellavin a. o. (1970). We have the own example confirming that. By the result of research made between the Berezovsk and Blagodatny ore fields we could confirm that the dikes have been concentrated in connection with the Shartash and Kedrov massifs of adamellites. As regards the interval between these ore fields have no dikes in it (at any case they haven't been observed during the research). By B.V. Chesnokov (1981) hydrothermal mineralization of the Berezovskoe ore field is indivisible; its products have symmetric distribution in space and are approximated by elliptical cone with top turned downwards. The strike in plan of long axis corresponds to the similar of the dikes of granitoid-porphyrries of the Berezovsk deposit and the centre of it is localized in the central part of the last. On this base O.V. Bellavin et. al. (1970) made a conclusion about a direct connection of hydrothermal mineralization of the Berezovsk ore field with the thickness and shape of the roof of the Big Shartash granitoid massif. The last is represented by the Shartash adamellite massif and also the Blind Shpanchev (roof is at the depth of 1 km) and Maloistok (thickness of roof is not more than 4 km) massifs evidently with the same composition. We agree to this conclusions. In our mind it is confirmed by vertical zonation of peri-ore metasomatites in the limits of the Berezovsk ore field and also by zonation of productive ore mineral associations (Fig. 130). By the data of O.V. Bellavin a. o. (1970) the roof of the Shartash adamellitic massif dips at low angle to the north; at the northern flank of the Berezovsk deposit it is at the depth of about 4 km. The geological data are well conformed with these ideas. Now it seems that: at the northern flank of the Berezovsk deposit apical part of the inside zone of a berezitization-listvenitization aureole has been eroded or localized at the depth of 300 - 360 m from the surface. Taking into account that the deposit is transitional: from medium-deep to deep-seated for which an ore interval in the vertical plane can reach 1.2 km, ores are developed mainly in the inside zone of the bodies of peri-ore altered

rocks and there has been ore mineralization at the depth of 0.9 - 1.1 km at this deposit. We can believe that in its northern part ores have been situated at least up to the depth of 1 km (Figs. 130, 131).

Not less evidently ore zonation in the Berezovsk ore field has been observed besides as in the horizontal direction so as in the vertical one scheelite-bearing quartz veins outline the Shartash adamellitic massif and dip at low angle under the Berezovskoe deposit. Their pre-ore metasomatites are eusites and gumbaites. Removing from this massif to the north or to the roof rocks (vertically) the veins are changed by their lower temperature varieties with sulphides. Productivity of the last increases towards the north as it is shown by N.I. and M.B. Borodaevskie (1947) and confirmed by the later researchers (Samartsev et al., 1973; Sazonov, 1975 a. o.). Note, that the most enriched parts of quartz veins are conjugated with the inside zone of pre-ore alteration aureoles. Ore and metasomatic zonation is the product of the temperature field caused by the Shartash granite intrusion. Here we have come across with the same situation that was shown above. We may dispute about genetic or paragenetic relations of fluids by activity of which the Berezovsk ore field has been formed but the shown cause of the temperature field is the evident fact.

For the Berezovsk deposit zonation (Samartsev et al., 1973; Sazonov et al., 1993) has been enough evidently observed: antimony, silver, copper, lead are developed at the upper horizons, and chrome, cobalt, nickel and tungsten - at the lower ones. During development of listvenitization in ultrabasites and basites chrome, partly nickel and cobalt were evacuated at the lower horizons and accumulated at the upper ones. Ca and Al behaviour is similar. By I.T. Samartsev et al. (1973) a parameter Pb/Zn regularly decreases from 27 to 0.2 during the moving from the surface to the depth of 0.7 - 0.8 km.

The ores of the Berezovskoe ore field are low-sulphide (content of sulphides is not more than 3 - 5%). Gold is represented by native and fine-dispersive (in sulfides) forms. The fineness of gold varies in limits of 840 - 980 (Murzin et al., 1987). Four mineral associations have been distinguished by I.T. Samartsev et al. in quartz veins (1973): ankerite-quartz, quartz-pyrite, polymetallic (includes pyrite, chalcopyrite, grey ores, aikinite and native gold) and carbonate. The second and the third associations are productive. However the essential part of gold is stipulated for the third association. The characteristic elements of the geochemical system are: rock-forming

- Si and K; ore - Fe and Au; volatiles - CO₂, S and Cl. The main features of chemism of berezization-listvenitization process are addition of CO₂, K and S, loss of Na, borrowing from the enclosing rocks of Cr, Mg, Ca and differentiation of them in the limits of the aureole of hydrothermal-metasomatic alteration. Silicon in berezization of acidic rocks stays practically immobile. Increasing of process depth and basicity of mineral-forming environment leads to loss of this element (Fig. 118). Bereization has been considered in detail in the special works of V.N. Sazonov (1975, 1984). Bereization-listvenites are formed at the depth of 1.8 - 4.5 km (P = 0.6 - 1.8 kbar; T = 410 - 150°C, Sazonov, 1984).

Not more than 10 years ago at the northern flank of the Berezovsk deposit in the Severnaya (Northern) shaft, horizon of 520 m a large amount of nuggets has been observed. The largest of them was about 600 g weight. By the data of V.V. Murzin et al. the nuggets have been found in the ladder quartz veins in the place of their pinching out at the contacts of plagiogranite-porphry dikes (the Pervo-Pavlovsk dike) with listvenitized serpentinites. By places the veins turn to listvenites and are fastly pinched out. A.S. Talantsev (see Murzin et al., 1987) has determined that gold nuggets have been formed at $T = 160 - 200^{\circ}\text{C}$ and in rhythmical variation of pressure in the insignificant interval (0.4 - 0.2 kbar). As the result of unstable pressure throttle effect caused deposition of hurricane amounts of gold in ladder veins.

The source of hydrothermas caused the formation of the Berezovsk deposit was geterogenic: essential part of it was genetically related with granitoids, some part was brought from enclosing rocks (N.S. Bortnikov et al., 1999). The similar conclusion had been recieved earlier about gold-bearing quartz veins associated with the aurbakhovsk granodioritic complex (Sazonov, Murzin and Shumilov, 1993). To gumbaites there have been shown (Spiridonov et al., 1996) an origin of it from juvenile solution without contamination by meteoric water.

Gold mineralization of the suture zones (see Figs. 2, 4). In the suture zones magmatites (from diabases to granitoides and zones of granitization), metamorphites-metasomatites (from amphibolite facies to facies of green schists) are developed. These suits are widely presented in the Svetlinsk and Gagarsk deposits (Sazonov et al., 1998, 1993₁). The Svetlinsk deposit is the object - etalon which is characterised lower.

The Svetlinsk deposit is located in the Southern Urals in the salic block of the earth crust, near its contact with the femic one. The deposit is presented by the metamorphozed Early-Middle Paleozoic sediments, volcanites (not more than 20%), granitized units, diabase and gabbro-diabase dikes (see Fig. 195). The boundary between salic and femic blocks has the submeridional seam. It and the fault of NW strike controls the deposit.

Three ore-forming stages in forming of the deposits were picked out (Sazonov a.o., 1988). In the first stage (350 Ma) pyritiferous quartz-sericite bodies were formed. They carry an average 0.49 g/t gold. In the second stage (340-320 Ma) there were formed gold-bearing quartz veins and associated berezites-listvenites contain (in all) between 4 and 5 g/t gold. In the third stage (315 - 270 Ma) most prolific gold concentration was developed at temperatures as high as 650°C , in association with metasomatites which consist of actinolite, biotite and pyrrhotite.

The first stage was caused by metamorpho-hydrothermal solution, the second one -magmatogeno-hydrothermal solution conjugated with granitoides of tonalite-granodiorite formation, and the third - mantle fluid (Sazonov et al., 1988). In MZ - KZ the gold-bearing products of ore bodies' weathering was developed. Formation of the deposit was caused by discrete «live» of the seam which was the way for the entring of the mantle fluid, circulation of crust hydrothermas, underground waters of

the hypergenesis zone. The boundaries of the ore bodies were made by data of the gold-probe

Gold mineralization of the Transuralian Fault Zone (see fig. 2). The principal object of this type is the Mindyak deposit (Fig. 232). It is located in the diabase body (S). The last is an element of melange: massive diabase, rare serpentinous harzburgite (O) and limestone (C₁) «hanged» into unconsolidated sediments.

The formation of the Mindyak deposit includes two stages: early (360-290 Ma, Berdnikov, 1986) in which gold-pyrite and quartz-carbonate mineral associations were formed, and later (260-230 Ma, Berdnikov, 1986) in which gold-chalcopyrite mineral association was developed.

The ore bodies of the deposit are gathered in the submeridional line stockwork. The last is presented by many quartz and quartz-carbonate veinlets with sulphides (not more than 3-5 mas.%). The stockwork was formed as a reaction of a frail diabase body on the shift along its contacts with hosted suits. A length of the stockwork is about 3 km and a thickness varies between 1.5 - 120 m. More than 95 mas.% gold content is included in sulphides. The boundaries of ore bodies countur on the base a gold-probe's data. Ores of the Mindyak deposit carries on average 4 - 6 g/t gold. So, the Mindyak deposit is the two-stage gold deposit. The first stage caused by early and the second one - late collision process (see also Sazonov et al., 1996).

Later (280 - 240 Ma ago) alteration in gneissic blocks are completed, the whole pressure is decreased, and granite massifs of granitic formation are formed in gneissic blocks. At the retrograde metamorphic stage hydrothermal activity was wide-spread, it was caused by fluorine-typical fluids connected with granites and chlorotypical ones of the mantle origin (Sazonov et. al., 1988; Ogorodnikov and Sazonov, 1991). Here the rare metal, ceramic and crystal-bearing (with gems) pegmatites, fluoritic with rare metals greisens, quartz veins with molybdenite (accompanied by potassium feldspar developing) have been formed (Fig. 3). Evolution of chloro-typical hydrothermas in time and space mainly after temperature decreasing and their enriching at the deep-seated horizons by bi-carbonate ionne has led to conjugated formation of gold-bearing sulphide mineralization of the streaky-disseminated type in biotite-chlorite metasomatites at the deep-seated horizons of crystal deposits, and also in eusites and quartz-sericite metasomatites at the intermediate horizons and quartz vein crystal mineralization which is accompanied by argillizites at the upper horizons. Argillization leads to resedimentation of gold in the framework of zones where the products of their process are spreaded (Ogorodnikov and Sazonov, 1991).

Thus in the Urals region in the extension conditions of the Paleozoic zones divergence chromitic and gold-bearing copper massive sulphide mineralization was appeared. In the conditions of compression (discrete occurrences from the Upper Silurian to Triassic) basaltoid volcanic, basaltoid and andesitoid volcano-plutonic belts, regionally spreaded fold zones also in the ancient blocks with conjugated intrusive (from basic to acidic composition) formations, metamorphites and metasomatites and ore mineralization is presented by gold-bearing copper massive sulphide, massive sulphide polimetallitic, copper-skam, copper porphyry and gold ore

APPENDIX

(TO RESUME)

Fig 2. The correlation character between rock complexes of different environments of the Urals and their gold and gold-bearing deposits-standards. After (Koroteev et. al., 1997) with additions:

1 - fragments of Riphean depressions and pre-Riphean basement of the East European platform; 2 - Vendian - early Paleozoic rift structures and associated magmatic complexes; 3 - ophiolite complexes; 4 - ultrabasite-basite massifs of the Pt-bearing belt; 5 - serpentinite melange; 6 - arc associations of the Tagil and Magnitogorsk zones; 7 - volcano-plutonic associations of the Tagil-Tavda belt; 8 - volcano-plutonic associations of the Ural-Tobol belt; 9 - sedimentary depressions of the Tagil-Tavda and Ural-Tobol belts; 10 - tectonic fragments of continental crust; 11 - tectonic fragments of oceanic crust; 12 - sinorogenic granitic complexes; 13 - associations of the shelf (a) and the slope (b) of the passive continental margin; 14 - shallow facies of margin of foreland basin and internal extensional basins; 15 - sedimentary cover of the junction of the Tagil and Magnitogorsk zones; 16 - sedimentary cover of the European and Siberian platforms; 17 - Main Uralian Fault; 18 - fault or shear zones; 19 - gold and gold-bearing deposits

GOLD DEPOSITS ASSOCIATED WITH ROCK-COMPLEXES OF DIFFERENT GEODYNAMIC ENVIRONMENTS

EPICONTINENTAL RIFTING

Niyayu (1), Niyakhoy (2)*, Lemvinsk (4)*, Kagan (27), Avzyan (42).

OCEANIC SPREADING

Mauk (26), Zolotaya Gora (28), Kirov (44), Letneye (49)

ISLAND ARC

Safyanovka (13), Pylna - Gora Berezovaya (21), Degtyarka (23), Melet'evka (37), Il'insk ore field (35), Kurosan (40), Aleksandrinka (45), Bereznyak-Birgil'da (29),

ACTIVE CONTINENTAL MARGIN

1. Gold mineralization of the margin oversubduction volcano-plutonic belts

Vorontsovsk (8), Bogomol (11), Viluy (12), Panovsk Laga (16), Bereznyak-Birgil'da (29),

2. Gold mineralization associated with collision granitoids

Susanka (10), Nev'yansk Seredovina (15), Blagodatny ore field (19), Berezovsk ore field (20), Maminsk (25), Kochkar (38), Gumbeyka (47), Aydira (48), Dzhetygora (50)

3. Gold mineralization of the suture zones

Chudnoe (5), Dodo (6), Ras'yansk (7), Dolgy Mys (14), Fevral (17), Pyshma-Kluchevsk (18), Krylatovka (24), Nepryakhisk (30), Svetlinsk (39), Astaf'evka (43), Kumak (51)

MAIN COLLISION SUTURE

Tyelga (31), Naily (32), Lysaya Gora (33), Mikheev Log (34), Altyntash (36), Mindyak (41)

* Objects which are products of the oceanic environment.

Kvartsevaya Gora (9)

Fig. 3. Kinematic model of island arc formation (a) with fragments of complexes of continental rifting and oceanic stages, early (б) and upper (в) Paleozoic collision in the Urals. After (Ogorodnikov, Sazonov, 1991) with additions by (Prokin, Poltavets, 1996; Prokin, Buslaev, 1999):

1 - continental crust (prePZ); 2 - toleite-basaltic early oceanic units; 3 - chromite-bearing alpinotype ultrabasites; 4 - ultrabasite-gabbroic complexes with titanomagnetite mineralization; 5 - 7 - melts and rocks basaltic (5), basalt-rhyolitic (6) and andesite-dacitic (7) composition; 8, 9 - deposits: 8 - magnetite-skarn (a), Cu-magnetite-skarn (б), gold-polymetallic (в), 9 - massive sulphide of Cyprus (a), Uralian (б) and Baymac (в) types; 10 - terrigenous and carbonaceous sediments; 11 - plagiogranites of tonalite-granodioritic formation and granitisation of wall rocks; 12 - plutonic complexes of gabbro-granitic (a) and gabbro-diorite-granodioritic (б) formations; 13 - granites of granitic formation; 14 - microclinization of gneisses; 15 - cyanitic quartzites (a) and alpinotype ultrabasites (б) of high-pressure suture zones; 16 - scheelite-, gold-, molybdenite- and crystal-bearing quartz veins; 17 - pegmatites: crystal-bearing, with gems, Be-bearing and ceramic; 18 - direction of compression; 19 - tectonic dislocation

Fig. 4. Distribution of gold deposits in the Main Uralian collision fault. Fragment from (Sazonov, 1984, p. 44):

1 - Riphean shelf complexes; 2 - preRiphean (in places Riphean) granite-metamorphic complexes; 3 - Riphean and Paleozoic granitized complexes; 4 - riftogene and continental slope complexes; 5, 6 - melanocratic basement complexes: dunite-harzburgitic (5), dunite-clinopyroxenitic (6); 7 - complexes of oceanic environments; 8, 9 - complexes of island arc environments: volcanic-sedimentary (8), intrusive - gabbro-norites, plagiogranites, tonalites (9); 10 - 12 - complexes of continental margin: volcanic-sedimentary (10), gabbro-granite and granosienite (11), tonalite-granodiorite (12); 13 - collision granites, adamellites-granites, granites, sienites; 14 - complexes of early Mesozoic grabens; 15 - faults: pre-folded (a), after-folded overthrusts (б), faults of unknown kinematic (в); 16 - cover of the West Siberian platform; 17 - 29 - metasomatic units apo: serpentinite (17), chloritic rock (18), limestone (19), gabbro (20), diabase (21), basaltic and andesite-basaltic porphyrite (22), diorite (23), granitoid (24), serpentite and acidic rocks (25), ultrabasic, basitic and acidic rocks (26), ultrabasic and basitic rocks (27), plagiogranite and lamprophyre (28), unknown rocks (29); 30 - 41 - bimetasomatic unites in the contact: serpentinite and limestone (30), serpentinite and argillo-arenaceous (31), serpentinite and gabbro-diorite (32), serpentinite and basalt-andesitic porphyrite (33), serpentinite and diorite (34), serpentinite and sienite-porphyre (35), serpentinite and granitoid (36), gabbro and andesite-basaltic porphyrite (37), gabbro and granitoid (38), dioritic porphyrite and granitoid (39), basalt-andesitic porphyrite and diorite (40), aplite and limestone (41)

Fig. 5. Middle Riphean and Vendian-early Paleozoic rift complexes of the west slope of the Urals. After (Koroteev et al., 1997):

Riftogene complexes: 1 - Riphean, 2 - Vendian-early Paleozoic; 3 - gold objects of quartz-veined type; 4 - gold-polymetallic mineralization associated with andesites and

diabases; 5 - gold-magnetite mineralization associated with antigoritic serpentinites (apocalpinetype ultrabasites)

Fig. 16. Geologo-tectonic composition of the Kagan gold deposit region (South Urals). After (Varlakov, 1985) with addition:

1 - quartzites of Igishan suite; 2 - shales and quartzites of Saite suite; 3 - shales and amphibolites of the same suite; 4 - plagioclase shales with quartzitic intercalations (aracul suite); 5 - gneisses and amphibolites (Vishnevogorsk suite); 6 - sienites and miaskites; 7 - granites; 8 - talc-olivinic rocks; 9 - olivine-antigoritic rocks; 10 - antigoritic serpentinites; 11 - the same, but with olivine relics; 12 - talc-carbonatic rocks; 13 - faults; 14 - stratification and schistosity of rocks; 15 - gold-mineralized zone

Fig. 17. Schematic geological map of the Zolotaya Gora region. After (Spiridonov et al., 1997, p. 76):

1 - quartz-dioritic, gabbro-dioritic and microdioritic dikes; 2 - quartz diorite; 3 - trondhjmites porphyry and trondhjemitites; 4 - quartzitic gabbro-diorites (D_{2-3}); 5 - gabbro-doleritic and gabbro-pyroxenitic dikes (D_{2-3}); 6 - undissected rocks (D_2); 7 - schistous formation (S_2); 8 - 10 - ultrabasites of the Serov complex (O_1): lherzolites (8), harzburgites (9) and dunites (10); *figures* in the circles are ore zones: 1 - Nord, 2 - West, 3 - East, 4 - South

Fig. 18. Metasomatic zonation of chlograpitic bodies of the Zolotaya (Gold) Gora deposit. After (Berzon and Fadeicheva, 1974):

1 - antigoritic serpentinites; 2 - the same but chlograpitized weakly; 3 - 6 - metasomatites: pyroxene-chloritic (3), pyroxene-garnetic (4), chlorite-garnet-pyrohenic (5), monochloritic (6); 7 - diopsidic veinlet

Fig. 31. Schematic geological longitudinal section of the Letnee deposit. After (Meunokolchedannye ..., 1988):

1 - pilow lavas (aphyric basalt); 2 - tuffs (basaltic composition); 3 - tephritoides; 4 - basalts of ore enclose terrane; 5 - explosive breccia (the same terrane); 6 - subvolcanic pyroxene-plagioclastic porphyrites; 7 - gabbro-diabases; 8 - diabasic dikes; 9 - chloritic, sericite-chloritic, quartz-sericitic metasomatites; 10 - schistosity; 11 - Cu and Cu-Zn massive ores; 12 - massive and disseminated magnetitic ores; 13 - faults

Fig. 36. Island arc rock-complexes and associated gold and gold-bearing deposits. After (Koroteev et al., 1997):

1 - back-, inter-arc complexes of the Tagil zone (PZ_1); 2 - the same but the Magnitogorsk zone (PZ_{2-3}); 3 - Cu-Zn deposits of the Uralian type; 4 - barite-polymetallic deposits of the Baymak type; 5 - gold-polymetallic deposits of the Murtykty type)

Fig. 37. The Safyanovka deposit in the Middle Urals: geological composition in a plan (A) and in a vertical section (B). After Koroteev a. o., 1997):

1 - siliceous carbon-bearing shales C_{1V2} ; 2 - greywacke fliishoides, bedded tuff of trachybasalts $D_{3fm-C1t}$; 3 - tuffs and bedded tephritoides of porphyrite basalt and basic andesites D_{3f} ; 4 - limestones; 5 - andesitic and acid-andesitic tuffs D_{2gv} ; 6 - subvolcanic megaphyric quartzitic rhyolites D_{2gv} ; 7 - tuffs and lava-breccias of rare porphyric quartzitic rhyolites D_{2e1} ; 8 - layering acidic tephroites D_{2e1} ; 9 - dacitic lava-

breccias and tuffs D_{2e1} ; 10 - siliceous shales, tuffites, tufoceous sandstones of rhyolites D_{2e1} ; 11 - spilites, keratospilites, Mg-basalts D_{2e} ; 12 - serpentized ultrabasites and gabbro of the Rezh massif; 13 - 19 - in fig. A only: 13 - Cu-Zn solid sulphide ore, 14 - Cu solid sulphide ore, 15 - Cu-rich sulphide ore, 16 - sulphur ore, 17 - contour of commercial disseminated ore, 18 - low-grade disseminated ore in metasomatites, 19 - crust of weathering, 20 - faults, 21 - holes and their numbers

Fig. 92. The scheme of rock-complexes distribution in the Urals. After (Sazonov et al., 1993):

1 - passive margins and microcontinents; 2 - complexes of oceanic crust and ansimatic island arcs; 3 - basaltic volcano-plutonic belts specialized on magnetite skarn mineralization; 4 - andesitic volcano-plutonic belts specialized on Cu-magnetite skarn and Au quartz-veined and disseminated types) mineralizations; 5 - trachyandesite-monzodioritic complexes; 6 - Auerbakh ore field (include Vorontsovsk deposit)

Fig. 93. Schematic geological map of the Tur'ya-Auerbakh region. After (Yaseva and Bochkaryev, 1993):

1 - metamorphites of the East-Uralian microcontinent (pre PZ); 2 - alpinetype ultrabasites; 3 - gabbro; 4 - tholeiites (S_1); 5 - andesites (island arc, S_2); 6 - potassic basalts, trachytes (S_2-D_1); 7 - 11 - postcollision complexes: 7 - andesites D_{1-2} , 8 - trachyandesite-basalts and volcanogenic molassa D_{2e} ; 9 - bauxite-bearing limestones; 10 - quartzitic diorites D_2 ; 11 - gabbro, granodiorites, granites D_2 ; 12 - tonalites C_1 ; 13 - tectonic contacts; 14 - stratigraphic contacts; 15 - Vorontsovsk deposit

Fig. 94. Geological composition of Auerbakh region located in an andesitic volcano-plutonic belt with Vorontsovka type's gold mineralization. After (Lisov, 1978):

1 - early Eifelian (D_{2e}) rocks: basaltic and andesite-basaltic tuffs, tuffsandstones with aleurolites intercalations; 2 - 5 - Coblenian (D_{1c}) rocks: 2 - limestones mableized (partly), 3 - interbedding of tuffsandstones, tuffaleurolites and limestones, 4 - andesitic, rarely andesite-basaltic tuffs, tuffites and s. o., 5 - andesitic tuffs, tuffaleurolites and s.o.; 6 - Pridoli-Gedinnian ($S_{2p} - D_{1z}$) rocks: stratification of tuffsandstones and tuffaleurolites; 7 - Llandovery-Wenlock (S_{1ln-w}) rock: spilites, diabases and diabasic porphyrites; 8 - Coblenian (D_{1c}) subvolcanic andesitic and dioritic porphyrites; 9 - 13 - middle Devonian (D_2) complexes: 9 - alaskitic granites, 10 - granodiorites, 11 - quartzitic diorites, 12 - diorites, 13 - gabbro and gabbro-diorites; 14 - serpentinites; 15 - skarns; 16 - 18 - skarn deposits: 16 - iron, 17 - cuprum, 18 - iron and cuprum; 19 - Cu-porphyry deposits; 20 - occurrences of gold-sulphide-quartzous formation; 21 - cuprum objects of unknown formation; 22 - faults. Figures in the picture - ore deposits' numbers

Fig. 98. Isotopic composition O and C ratio of carbonates, Cu-magnetitic skarn deposits of the Vorontsovsk deposit's region and some objects of others regions. After (Sazonov a. o., 1988):

I - V -Auerbakh ore field: I - mableized limestones, II - quartz-sericitic metasomatites, III - jasperoids (I-III - Vorontsovsk deposit), IV - skarns and associated rocks (magnetite-scarne Peschansk and gold Vorontsovsk deposits), V - quartz veins and apogabbro listvenites (the same deposits); VI, VII - Carlin gold deposit (Nevada, U.S.A.): VI - limestones (wall rocks), VII - argillizites; VIII - ores and wall rocks of the polymetallic deposit (unknown location); IX, X - gold-silver deposit of Far East

later nonproductive (IX) and early productive (X) mineral associations; XI - polymetallic-skarn deposit (unknown location)

Fig. 113. Distribution of quartz-veined zones of the Kochkar' deposit and mechanism of their formation. Geological scheme after (Borodaevsky, Cheremisin, 1983):

1 - Borisovsk granitic massif; 2 - Koelga plagiogranitic massif, 3 - Plastovsk plagiogranitic massif; 4 - ultrabasites; 5 - volcanites (trachybasalt-andesiterhyolitic); 6 - basaltic and andesite-basaltic porphyrites and tuffs; 7 - gneisses and crystalline shales of gneissic block; 8, 9 - faults: dividing big blocks of rocks (8), ore-controlling and ore-contenting (9); 10 - quartz veins

Fig. 114. Scheme of distribution of granite-porphyrries (second stage) and sienite-porphyrries dikes in the Berezovsk ore field. After (N. and M. Borodaevskie, 1947):

γ - granites; Sp - serpentinites; Pdq - grained diabases; Pd - aphyric diabases; T - andesitic and basaltic tuffs; T1 - andesite-basaltic tuffs and volcanogenic-sedimentary shales; g - gabbro; Spq - talkized and serpentinitized ultrabasites (in the contact with adamellitic massif); Ks - crystalline shales and quartzites; Pr - amphybole-biotite-plagioclastic hornfelses; Am - amphybolites; 6 - bogs; unbroken curves - plagiosienite-porphyrpic dikes; dotted lines - granite-porphyrries of the second stages; dotted with point lines - ancient faults

Fig. 122. Geologo-tectonic composition of the Big Shartash adamellitic massif region. After (Sazonov, 1972):

1 - Quaternary sediments; 2 - 9, 22 - 25 - complexes of oceanic environment (from young to old): 2, 3 - upper terrane (tufogenic and tufogene-sedimentary ricks with partings of tuffites), 4 - 9 - middle terrane (diabases, basaltic porphyrites, partings of quartzitic rocks, 22 - 25 - lower terrane (22 - gabbro, 23 - pyroxenites, 24 - peridotites, 25 - dunites); 10 - 17 - Murzinsk microcontinent (gneisses of different composition, crystalline shales, partings of graphitic shales and marbled limestones); 18 - 21, 26 - 29 - collision's rocks: 18 - granites, 19 - granodiorites, adamellites, 20 - plagiogranites, 21 - diorites, 26 - antigoritic serpentinites, 27 - talc-carbonatic rocks, 28 - granitoid-porphyrpic dikes, 29 - listvenites; 30 - faults; 31 - isodephs of the adamellitic Big Shartash massif's roof; 32 - deposits and occurrences: 1a, 16 - Pyshma-Klyuchevsk (1a - Cu - Co, others - Au); 2 - Village Veer; 3 - Shulginka (a - Northern, 6 - Southern parcels); 4 - Berezovsk; 5 - Pyshma Gora; 6 - Maly Istok; 33 - big intrusive massifs: I - adamellitic Kedrovsk; II - gabbro-pyroxenitic Blagodatny; IV - gabbro-serpentinitic Pyshma-Berezovsk; V - adamellitic Shartash; VI - gabbro-pyroxenite-harzburgite-dunitic; VII - granodioritic Shabrovsky; VIII - gabbroic Baltym

Fig. 130. Character of variation of the internal metasomatic zone of the beresite-listvenitic aureole in the meridional vertical section. Berezovsk ore field. After (Sazonov, 1980):

1 - adamellitic Shartash massif; 2 - rocks of the massif's roof; 3 - beresite-listvenitic aureole; 4 - mineralization (fixed). After (Sazonov, 1986)

Fig. 131. Model of the geologo-geochemical system of the Berezovsk ore field. After (Sazonov, 1986):

1, 2 - root's rocks (1) and adamellites (2) of the Shartash massif; 3 - granitoid-porphyric dikes; 4, 5 - metamorphic facies: green schistic (4) and amphibolitic (5); 6 - gold bearing quartz veins conjugated with berezites-listvenites; 7 - scheelite-bearing quartz veins conjugated with gumbeytes and eusites; 8 - dividing line between gold- and scheelite-bearing quartz veins

Fig. 145. Geological composition of the Gumbeyka ore field. After (A.Korzhinsky, 1950):

1 - sienites-diorites (C_1); 2 - basaltic and andesite-basaltic porphyrites with tuffitic intercalations (D_2); 3 - antigoritic serpentinites; 4, 5 - green (4) and light-grey (5) jaspers; 6 - silicie rocks and tuffites (D); 7 - limestones ($C_1?$); 8 - dikes acidic and sienitic mainly; 9 - quartz veins; 10 - cover rocks

Fig. 152. Gold-bearing different productive quartz veins of the Aydyrla deposit. After (Ivanov, 1948)

1 - gabbro; 2 - andesitic and andesite-basaltic porphyrites and tuffs; 3 - sandstones and clayey shales; 4 - carbonaceous shales; 5 - antigoritic serpentinites; 6 - limestones; 7 - granites; 8 - quaternary rocks

Fig. 154. Schematic geological composition of the Dzhetygara deposit. After (Kutyukhin, 1948) with changes:

1 - serpentinites; 2 - talcites; 3 - plagiogranites; 4 - quartz diorites; 5 - plagiogranite-porphyrines; 6 - harzburgites; 7 - quartz veins conjugated with berezoites-listvenites; 8 - contact between serpentinites and plagiogranites; 9 - others contacts; 10 - molybdenite occurrences; 11 - shafts and holes; 12 - quarries; dots along the river - fluvial sediments

Fig. 195. Geologo-metamorphic map of the region of the Svetlinsk polygenic and polycronric deposit (South Urals). After (Sazonov a. o., 1988):

1- carbonaceous and silicie shales mainly; 2 - tuff-sandstones and basaltic and andesite-basaltic tuffs; 3 - carbonaceous-siliceous shales; 4 - tufogene shales and tuff-sandstones; 5 - tuffites and aleurolites; 6 - sandstones, aleurolites, sometimes gristones; 7 - tuffs-sandstones, basaltic tuffs; 8 - aleurolitic-sandstones with siliceous-argilloceous intercalations; 9 - tuff-sandstones, basaltic tuff with siliceous-argilloceous intercalations; 10 - terrigene rocks mainly; 11 - marbleized limestones; 12 - gabbro, gabbro-diabases; 13 - amphibolites; 14 - talc, chloritic, sometimes actinolitic aposerpentinitic metasomatites; 15 - talk-carbonaceous metasomatites; 16, 17 - green schistic facies: rocks of actinolit-epidotic, epidot-chloritic (16) and calcite-sericitic (17) subfacies; 18, 19 - amphibolitic facies: rocks of garnet-hornblenditic (18), actinolite-biotitic and chloritic (19) subfacies; 20 - biotitization; 21 - berezization-listvenitization; 22 - ore-bearing zones; 23 - collision sutures; 24, 25 - crust of weathering: structural (24) and structureless (25)

Fig 233. Geological composition of the Mindyak gold-ore field. After (Mindyak's mine materials, 1997):

1 - oose rocks; 2 - 5 - suites: Kisil (2), Berezovsk (3), Zilair (4), Coltuban (5); 6 - serpentinitized harzburgites, pyroxenites; 7 - gabbro and gabbro-diabases; 8 - diorites and quartzitic diorites; 9 - 19 - lithological compositions of rocks: limestones (9), conglomerates (10), calcareous sandstoines (11), sandstones (12), andesitic and

andesite-basaltic porphyrites (13), diabases (14), basaltic tuffs (15), argillaceous shales (16), siliceous shales (17), sandstones and argillaceous shales' intercallations (18), aleurolites (19), 20, 21 - listvenites: aposidementari rocks (20), aposerpentinites (21); 22 - quartz veins; 23 - rhyolites; 24 - concordant contacts of rocks: real (A) and hypothetical (B); 30 - quarries

ЛИТЕРАТУРА

- А г а ф о н о в Л.Б., П и н у с Г.В. Родингиты офиолитовых зон восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса // Минеральные преобразования пород океанического субстрата; эпигенез и начальный метаморфизм. Новосибирск: Наука, 1981. С. 105 - 112.
- А к к е р м а н ц е в С.М., Б о л т ы р о в В.Б. Метасоматические изменения вмещающих пород на одном из хрусталепроявлений Южного Урала // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969. С. 270 - 276.
- А л а б и н Л.В. Золотоносность Алтае-Саянской складчатой области // Условия образования, принципы прогноза и поисков золоторудных месторождений. Новосибирск: Наука, 1984. 112 с.
- А л а б и н Л.В. Металлогения золота Кузнецкого Алатау: Автореф. дисс. д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск, 1998. 37 с.
- А л е к с а н д р о в А.И. Богомолловское месторождение // 200 лет золотой промышленности Урала. Свердловск: УФ АН СССР, 1948. С. 177 - 187.
- А л ь б о в М.Н. Месторождения к востоку от Ильменского хребта // 200 лет золотой промышленности Урала. Свердловск, 1948. С. 305 - 315.
- А н о ш и н Г.Н. Золото в магматических горных породах (по данным нейтронно-активационного анализа). Новосибирск: Наука, 1983. 287 с.
- А н о ш и н Г.Н. Аналитическая геохимия благородных металлов и ртути: Автореф. дисс. ... д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск, 2000. 57 с.
- А н у ф р и е в Ю.Н., П е т р у х а Л.М., Х о х л а ч е в А.П. и др. Кварцевообразующие растворы на одном из месторождений пегматитовых и гидротермальных жил Урала // Геохимия. 1978. № 3. С. 775 - 383.
- А н у ф р и е в Ю.Н., С т у п а к о в Г.П., М о с к а л ю к А.А. К характеристике кварца Кочкарского золоторудного месторождения // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 3. С. 68 - 81.
- А р т е м е н к о Н.А., В и л и с о в В.А. Галогены (F, Cl) в метасоматитах эйситовой и березит-лиственитовой формаций (Кумакское рудное поле, Южный Урал) // Ежегодник-1996/ Институт геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург, 1997. С. 118 - 119.
- А т а б е к ь я н ц К.П. Первичные геохимические ореолы эндогенных золоторудных месторождений и их практическое использование // Сов. геология. 1972. № 2. С. 97 - 113.
- Б а д а л о в а Р.П., П а л е й Л.З. Главные черты металлогении золота Восточного Узбекистана // Геол. рудн. месторожд. 1965. № 5. С. 38 - 46.
- Б а к л а е в Я.П., У с е н к о А.И. Ауэрбахско-Турбинское рудное поле // Скарново-магнетитовые формации Урала: Средний и Южный Урал. Свердловск, 1989. С. 25 - 58.
- Б а л и ц к и й В.С. Содержание и растворимость кремнезема в природных термальных водах и в газовой-жидких включениях // Труды ВНИИСИМС, 1970. Вып. 12. С. 76 - 87.
- Б а л и ц к и й В.С. Особенности растворимости кварца в гидротермальных растворах различного состава // Метаморфогенное рудообразование. М.: Недра, 1972. С. 252 - 260.
- Б а р а н н и к о в А.Г. Литолого-фациальный и постседиментационный факторы металлогенической специализации терригенно-осадочных толщ на золото // Геохимия осадочных формаций Урала. Свердловск, 1987. С. 72-79.
- Б а р а н н и к о в А.Г. Россыпи золота Зауральского пенеплена и их коренные источники: Автореф. дисс. д-ра геол.-мин. наук. Екатеринбург, 1992. 35 с.
- Б а р а н н и к о в А.Г., М и н и г у л о в И.Я. Особенности золоторудной минерализации на скарново-магнетитовом месторождении Урала // Проблемы минералогии Урала. Свердловск, 1971. С. 137-144.

Баранов Э.Н. Эндогенные геохимические ореолы колчеданных месторождений. М.: Наука, 1987. 234 с.

Баранов Э.Н., Гриненко В.А., Девирц А.Л. и др. Источники воды и серы в рудообразующих флюидах Узельгинского месторождения (Южный Урал) // XII Всесоюз. симпозиум по стабильным изотопам в геохимии. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1989. С. 304 - 305.

Баранов Э.Н., Дервиц А.Л., Карпухина В.С. и др. Изотопы кислорода и водорода в серицитах и хлоритах Учалинского медноколчеданного месторождения // X Всесоюз. симпозиум по стабильным изотопам в геохимии. М., 1985. С. 43-45.

Барсуков В.Л., Баранов Э.Н., Волосов А.Г. Пути развития и совершенствования научных основ геохимических методов прогноза скрытого оруденения // Геохимия. 1981. №10. С. 1379-1390.

Бахтина А.П. Состав и закономерности формирования метасоматитов золотополиметаллического месторождения Урала: Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск, 1985. 298 с. (ИГГ УрО РАН).

Бахтина А.П., Сазонов В.Н. Околорудный метасоматоз на одном золоторудном месторождении // Рудоносные метасоматиты Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 52 - 67.

Белгородский Е.А. Куросанское месторождение золотосеребряного типа на Южном Урале // Металлогения древних и современных океанов (руды и генезис месторождений). Миасс, 1998. С. 140 - 143.

Белевцев Я.Н. Метаморфизм и рудообразование. М.: Недра, 1979. 237 с.

Беллави О.В., Вагшаль Д.С., Ниренштейн В.А. Шарташский гранитный массив (Средний Урал) и связь с ним золотого оруденения // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970, № 6. С. 86 - 90.

Белов С.В., Фролов А.А. Штокверковый тип вольфрамового оруденения в районе Бурановского месторождения (Южный Урал) // Геол. рудн. месторожд. 1984. № 2. С. 12 - 19.

Беневольский Б.И. Золото России. Проблемы использования и воспроизводства минерально-сырьевой базы. М., 1995. 87 с.

Бердников П.Г. Золотооруденение Учалинского и Белорецкого рудных районов на Южном Урале: Автореф. дисс. ... канд. геол.- мин. наук. Свердловск, 1986. 17 с.

Бердников П.Г. Перспективы золотого оруденения муртыктинского и авзянского типов (Южный Урал) // Геология, минералогия и геохимия месторождений золота Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1986. С. 96 - 101.

Берзон Р.О. Золоторудные гипербазиты. М.: ВИЭМС, 1983. 72 с.

Берзон Р.О., Бородаевский Н.И. Месторождение Золотая гора // Золоторудные месторождения СССР. Т. I. 1984. С. 187 - 195.

Берзон Р.О., Левитан Г.М. К геохимии селена и теллура в золотосодержащих месторождениях герцинит // Труды ЦНИГРИ. 1982. Вып. 167. С. 23 - 28.

Берзон Р.О., Фадеева И.Ф. Особенности метасоматических преобразований на золоторудном месторождении Золотая гора // Метасоматизм и рудообразование. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974. С. 63- 67.

Берлянд Н.Г., Водолазская В.П., Ерошевская Р.И. и др. Палеогеодинамика земной коры Уральской складчатой системы и ее металлогения // Геология и минералогия подвижных поясов. Екатеринбург: Уралгеолком, 1997. С. 119 - 140.

Бобров В.Н. Метасоматическая и сопровождающая золоторудная зональность на месторождении благородных металлов // Рудоносные метасоматические формации Урала. Свердловск, 1991. С. 44 - 46.

Богданов Ю.А., Бортников Н.С., Викентьев И.В. и др. Новый тип современных минералоформирующих систем: черные курильщики гидротермального поля на 14°45' с. ш., Северо-Атлантический хребет // Геол. рудн. месторожд. 1997. № 1. С. 68 - 90.

Б о л т ы р о в В.В. О роли приразломного метаморфизма в рудообразовании // Геология метаморфических комплексов. Свердловск, 1980. С. 134-138.

Б о р о д а е в с к и й Н.И. Типы золоторудных месторождений, подчиненных ультраосновным породам в Миасском и Учалинском районах Южного Урала // 200 лет золотой промышленности Урала. Свердловск: УФАН СССР, 1948. С. 316 - 330.

Б о р о д а е в с к и й Н.И., Б о р о д а е в с к а я М.Б. Березовское рудное поле. М.: Металлургиздат, 1947. 264 с.

Б о р о д а е в с к и й Н.И., Ч е р е м и с и н А.А. Критерии прогнозирования жильного оруденения в рудных полях Урала // Критерии прогнозирования золоторудных месторождений. М. ЦНИГРИ, 1983. С. 13 - 21.

Б о р о д а е в с к и й Н.И., Ч е р е м и с и н А.А., Я н о в с к и й В.И. и др. Кочкарское месторождение // Золоторудные месторождения СССР. Т. 1. М.: Недра, 1984. С. 54 - 95.

Б о р т н и к о в Н.С., С а з о н о в В.Н. В и к е н т ь е в И.В. и др.. Роль магматического флюида в формировании Березовского мезотермального золото кварцевого месторождения. Урал // Докл. РАН. 1998. Т. 363, №1. С. 82 - 85

Б у г р о в Н.М., Б о г а ч е в А.И., К а л и н и н Ю.К. Изотопный состав вод докембрийских ультрабазитов Карелии // Докл. АН СССР. 1975. Т. 220, № 3. С. 686 - 689.

Б у к а н о в В.В. Горный хрусталь Приполярного Урала. Л.: Наука, 1974. 212 с.

Б у л а т о в а Л.Ш., К о в е ш н и к о в Г.А., Н о р о в И.С. Зональность метасоматических изменений пород рудопроявлений золотосульфидного типа // Узбекский геол. журн. 1978. № 6. С. 51 - 56.

Б у р л а к о в Е.В. Минералогия кварцево-жильных месторождений и минералогическо-геохимические признаки рудоконтролирующих тектонических разрывов: Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск, 1989. 230 с. (ИГГ УрО РАН).

Б у р я к В.А. Условия метаморфогенного гидротермального рудообразования // Тезисы V Всесоюз. совещ. по термобарогеохимии. Уфа, 1976. С. 122 - 123.

Б у р я к В.А. Метаморфизм и рудообразование. М.: Недра, 1982. 256 с.

Б у с л а е в Ф.П., М а р к с В.А., П р а х о в а Е.В. Маукское месторождение // Медноколчеданные месторождения Урала. Т. 2. Геологическое строение. Свердловск, 1988. С. 167 - 173.

Б у ш л я к о в И.Н. Распределение золота в гранитоидах Верхисетского массива на Урале // Геохимия. 1971. № 12. С. 1442-1448.

Б у ш л я к о в И.Н., С о б о л е в И.Д. Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Верхисетского массива на Урале. М.: Наука, 1976. 340 с.

В а р л а к о в А.С. Рифтогенные офиолиты, метаморфизм гипербазитов и строение Вишневогорско-Ильменогорского комплекса. Миасс, 1995. 68 с.

В а с и л е в с к и й М.М. Вулканизм, пропилитизация и оруденение. М.: Недра, 1973. 272 с.

В а х р о м е е в И.С. Геолого-структурные позиции рудных месторождений в надвиговых зонах континентальной земной коры. Уфа. БНЦ РАН, 1992. 124 с.

В а х р у ш е в В.А. Минералогия, геохимия и образование месторождений скарново-золоторудной формации. Новосибирск: Наука, 1972. 238 с.

В а х р у ш е в С.Н. Лиственит-березитовая золотосульфидная минерализация Полярно-Уральского мегантиклинория: Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск, 1992. 348 с. (УГГГА).

В а х р у ш е в С.Н., М а к а р о в А.Б. Минералогическо-геохимические особенности руд и метасоматитов золотомышьяковых проявлений одного из районов // Геохимия и минералогия первичных и вторичных ореолов. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. С. 84 - 93.

В е р е т е н н и к о в а В.М., Г о р б у н о в Ю.В., П р о ш е н к о А.Р. Типоморфные особенности жильного кварца Кумакского рудного поля (Южный Урал) // Сов. геология. 1983. №1. С. 49 - 54.

Водолазская В.П., Берлянд Н.Г., Котов К.Н. и др. О роли древних купольных структур Уральской складчатой системы в эндогенном рудообразовании (на примере Приполярного Урала) // Докл. РАН. 1997. Т. 356, № 3. С. 366 -369.

В о и н М.И. Особенности структуры и оруденения Кумакского рудного поля и методика выделения обогащенных интервалов в минерализованных зонах смятия // Изв. вузов. Геология и разведка. 1966. № 2. С. 77 - 86.

В о и н о в Д.М., Д а в и д е н к о Н.М. Изотопный состав серы сульфидов и источники вещества золоторудных месторождений // Тезисы докл. VI Всесоюзн. симпози. по геохимии стабильных изотопов. М., 1976. С. 51-52.

В о л о с т н ы х Г.Т. Аргиллизация и оруденение. М.: Недра, 1972. 240 с.

В о л ч е н к о Ю.А. Золотоносность габбро-гипербазитовых комплексов Урала // Геология, минералогия и геохимия месторождений золота Урала. Свердловск. 1987. С. 34 - 39.

В о л ч е н к о Ю.А., В и л и с о в Н.Г., Н е ч е у х и н В.М. О парагенетических ассоциациях и типах платиноидной минерализации в дунит-пироксенит-габбровых комплексах платиноидного пояса Урала // Ежегодник-1973/ Институт геологии и геохимии УрО РАН. Свердловск, 1974. С. 75 - 80.

В о л ч е н к о Ю.А., З о л о е в К.К., К о р о т е е в В.А. и др. Новые и перспективные типы платиноидного оруденения Урала // Геология и металлогения Урала. Екатеринбург, 1998. С. 238 - 255.

В о л ч е н к о Ю.А., К о р о т е е в В.А., З о л о е в К.К. и др. Малосульфидное платинометальное оруденение в ультрабазитах Волковского массива (Средний Урал) // Ежегодник-1995/ Институт геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург, 1996. С. 135 - 139.

В о л ч е н к о Ю.А., Н е ч е у х и н В.М., Р а д ы г и н А.И. и др. Новый тип платиноидной минерализации в гипербазитах складчатых областей // Докл. АН СССР. 1975. Т.224, № 1. С. 182 - 185.

В о л ч е н к о Ю.А., К о р о т е е в В.А., Ч а щ у х и н И.С. и др. Генетические типы хромит-платиноидного оруденения в альпинотипных комплексах Урала // Ежегодник-1997 Ин-та геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург, 1998. С. 190 - 193.

В ы с о ц к и й Н.К. Месторождения золота Кочкарской системы в Южном Урале // Труды геол. ком. 1900. Т. 13. № 3. С. 32 - 116.

Г а л а н к и н а О.Л., Г а в р и л е н к о В.В., Г а й д а м а к о И.М. Новые данные о минералогии гидротермального золотоплатиноидного оруденения Приполярного Урала // Зап. Всерос. мин. о-ва, 1998. № 3. С. 72 - 78.

Г е о л о г и я СССР. Т. XII. Часть II. Книга 2. Полезные ископаемые (Свердловская, Челябинская и Курганская области) /Под редакцией К.К.Золоева, А.А.Королькова. В.А.Перваго. М.: Недра, 1973. 746 с.

Г л а в н ы е рудные геолого-геохимические системы Урала /А.М.Дымкин, В.М.Нечеухин, В.Н.Сазонов и др. М.: Наука, 1992. 270 с.

Г л ю к Д.С. Экспериментальные исследования условий образования гидротермальных золоторудных месторождений // Современные проблемы теоретической и прикладной геохимии. Новосибирск, 1985. С. 124 - 132.

Г л ю к Д.С. Экспериментальное моделирование гидротермально-метаморфогенного рудообразования // Геохимия. 1989. № 5. С. 641 - 651.

Г л ю к Д.С. Экспериментальное исследование водно-силикатных систем с золотом. Новосибирск: Наука, 1994. 118 с.

Г о р е л о в а Н.И. Проявления локального метасоматоза и связь с ним рудной минерализации на одном из гипербазитовых массивов Каряжского нагорья // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1990. № 2. С. 73 - 78.

- Г о в о р о в И.Н. Термодинамика ионно-минеральных равновесий. М.: Наука, 1977. 178 с.
- Г о л о в к о А.В. Родингиты Южного Тянь-Шаня // Зап. Узбекист. отд. минерал. о-ва 1987, № 40. С. 66 - 71.
- Г о р е л о в а Н.И. Проявления локального метасоматоза и связь с ним рудной минерализации на одном из гипербазитовых массивов Карякского нагорья // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1990. № 2. С. 73 - 78.
- Г о р ж е в с к и й Д.И., Ч е к в а и д з е В.В., И с а к о в и ч И.З. Типы полиметаллических месторождений Алтая, их происхождение и методы поисков. М.: Недра, 1977. 1296 с.
- Г р а б е ж е в А.И. Особенности березитизации гранитоидов Шарташского массива на Среднем Урале // Тр. Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР. 1970. Вып. 86. С. 10 - 14.
- Г р а б е ж е в А.И. Метасоматизм, рудообразование и гранитный магматизм. М.: Наука, 1981. 176 с.
- Г р а б е ж е в А.И. Медно-порфировые рудно-геохимические системы северной части Увельской зоны. Екатеринбург, 1992. 129 с. (ИГГ УрО РАН).
- Г р а б е ж е в А.И., Б е л г о р о д с к и й Е.А. Продуктивные гранитоиды и метасоматиты медно-порфировых месторождений (на примере Урала). Екатеринбург: УрО АН СССР, 1992. 199 с.
- Г р а б е ж е в А.И. Zn-Cu-Ag-Au-оруденение Томинского медно-порфирового рудного узла // Докл. РАН. 1993. Т. 330, № 3. С. 349 - 352.
- Г р а б е ж е в А.И., К у з н е ц о в Н.С., П у ж а к о в Б.А. Рудно-метасоматическая зональность медно-порфировой колонны натрового типа (парагонитсодержащие ореолы, Урал). Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 1988. 172 с.
- Г р а б е ж е в А.И., Л е в и т а н Г.М., В и г о р о в а В.Г. Золото в орогенных гранитах эвгеосинклинальной зоны Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986, № 4. С. 105 - 116.
- Г р а б е ж е в А.И., С а з о н о в В.Н. Формации и фации редкометальных и золоторудных месторождений Урала // Вопросы петрологии Урала (магматизм, метаморфизм, литология). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 126 - 158.
- Г р а б е ж е в А.И., Я з е в а Р.Г., Б е л г о р о д с к и й Е.А. Медно-порфировые системы // Главные рудно-геохимические системы Урала. М.: Наука, 1990. 177 - 195.
- Г р и г о р ь е в Н.А., С а з о н о в В.Н., М у р з и н В.В. и др. Роль сульфидов как носителей золота в скарнах и рудах скарново-магнетитового месторождения // Геохимия. 1987. № 7. С. 1065 - 1069.
- Г р и г о р ь е в Н.А., С а з о н о в В.Н., М у р з и н В.В. и др. Минеральный баланс меди, серебра и золота в метасоматитах скарновых месторождений Турьинской группы // Геохимия. 1992. № 9. С. 1353-1360.
- Г р и г о р ь е в Н.А., С а з о н о в В.Н., И в а н и щ е в А.В. Распределение золота в горных породах, вмещающих полигенную золотую минерализацию // Новые данные по золоторудным месторождениям Урала. Свердловск, 1990. С. 50 - 58.
- Г р и г о р ь я н С.В., П е т р о в Ю.И. Зональность первичных геохимических ореолов как основа прогнозирования слепого золотого оруденения // Использование геохимических методов при поисках и разведке месторождений цветных металлов. М., 1979. С. 80 - 88.
- Г р и н е н к о Л.Н., Г р и н е н к о В.А. Поведение изотопов серы в процессе метаморфизма // Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., 1972. С. 369 - 376.
- Г р я з н о в О.Н. Рудоносные метасоматические формации складчатых поясов. М.: Недра, 1990. 253 с.
- Д и м а н Е.И. Моделирование на ЭВМ гипогенных процессов. М.: Наука, 1981. 186 с.
- Д и н г е л ь ш т е д т Н.Н. Геологические исследования в Тирлянском районе Южного Урала // Тр. ВГРО. 1933. Вып. 277. 52 с.

Дударев А.Н. Анализ геолого-физических условий эндогенного рудообразования. Новосибирск: Наука, 1975. 179 с.

Гумбейтова Я. Формация Урала / Э.М.Спиридонов, И.А.Бакшеев, М.В.Середкин и др. М.: МГУ, 1997. 97 с.

Долгушин С.С. Кузнецко-Алатауский глубинный разлом и связь с ним метаморфизма и гранитоидного магматизма // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 2. С. 98 - 104.

Ершова Н.А. Дайки золоторудных полей Среднего и Южного Урала, их связь с гранитоидным магматизмом: Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1979. 257 с. (ЦНИГРИ).

Жабин А.Г. Структуры и текстуры минеральных агрегатов как источники генетической информации о рудообразовании: Автореф. дисс. ... д-ра геол.-мин. наук. М.: ИМГРЭ, 1975. 42 с.

Жариков В.А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1959. Вып. 4. 371 с.

Жариков В.А., Омельяненко Б.И. Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями // Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях. М.: Недра, 1965. С. 119 - 194.

Желобов П.П. Региональные рудоконтролирующие структуры Урала // Изв. Томского политехнич. ин-та. 1968. Т. 134. С. 168-172.

Желобов П.П. Альпинотипные гипербазиты как вероятный источник золота // Сов. геология. 1979. № 8. С. 42 - 49.

Заводчиков С.Г. Месторождения Невьянского района // 200 лет золотой промышленности Урала. Свердловск, 1948. С. 195 - 234.

Загрудина И.А. Изотопный состав серы пород и руд района заложения Уральской сверхглубокой скважины // Значение изотопных исследований для повышения эффективности и качества геолого-поисковых работ. Л., 1986. С. 35 - 42.

Зайков В.В., Масленников В.В. Признаки придонных гидротермальных холмов в палеоокеанических структурах Урала // Придонные гидротермальные постройки колчеданосных районов. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. С. 94 -96.

Зайков В.В., Масленников В.В., Зайкова Е.В. Вулканизм и металлоносные отложения девонской островодужной системы Южного Урала. Екатеринбург, 1993. 146 с.

Зарайский Г.П. Зональность и условия образования метасоматических пород. М.: Наука, 1989. 342 с.

Захарова А.А. Метасоматические формации и оруденение восточного склона Южного Урала. Уфа. 1986. 36 с.

Захарченко А.И., Москалюк А.А. О химических анализах газовой вытяжки включений в минералах методом водной вытяжки // Минералогическая термометрия и барометрия. М.: Наука, 1968. С. 326 - 332.

Злобин В.А., Цимбалист В.Г. Эффект прокаливания и проблема формирования золотооруденения в черносланцевых толщах // Геохимические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск, 1983. Т. 2. С. 162 - 169.

Знаменский С.Е. Структура и условия локализации золотосульфидного оруденения Ильинского рудного поля на Южном Урале // Уфа: БФАН СССР, 1986. С. 109 - 118.

Золоев К.К., Мардиросьян А.Н., Волченко Ю.А. и др. Оценка перспектив выявления новых типов платинометального оруденения в габбро-гипербазитовых комплексах и черносланцевых толщах Северного, Среднего и северной части Южного Урала на территории деятельности КПП по Свердловской области на 1995 - 2000 гг. Екатеринбург: Геолфонд КПП по Свердловской области, 2000. 245 с.

- З о л о т о У р а л а. Коренные месторождения / В.Н.Сазонов, Н.А.Григорьев, В.В.Мурзин и др. Екатеринбург: УИФ Наука, 1993. 211 с.
- З о л о т о У р а л а. Россыпные месторождения / В.С.Шуб, А.Г.Баранников, И.З.Шуб и др. Екатеринбург: УИФ Наука, 1993. 133 с.
- И в а н к и н П.Ф., И н ш и н П.В., К у з е б н ы й В.С. и др. Рудные формации Рудного Алтая. Алма-Ата: Изд-во АН Каз. ССР, 1961. 312 с.
- И в а н о в А.А. Коренные месторождения золота // 200 лет золотой промышленности Урала. Свердловск: УФАН СССР, 1948. С. 127 - 168.
- И с а к о в и ч И.З. Минералогические ореолы Воронцовского золоторудного месторождения // Отечественная геология. 1996. №8. С. 26 - 30.
- Й о д е р Х.С., Т и л л и К.Э. Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965. 247 с.
- К а д и к А.А. Вода и углекислота в магматических процессах // Физико-химические проблемы гидротермальных и магматических процессов. М.: Наука, 1975. С. 5 - 32.
- К а з а н ц е в Ю.В., К а з а н ц е в а Т.Г., К а м а л е т д и н о в М.А. и др. Особенности структуры и ее влияние на рудообразование в районе нижнего течения р. Миндяк на Южном Урале // Новые данные по золоторудным месторождениям Урала. Свердловск, 1990. С. 75 - 81.
- К а з и ц ы н Ю.В., Р у д н и к В.А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. М.: Недра, 1968. 364 с.
- К а р п и н с к и й А.П. Восточный склон Урала и его минеральные богатства // Зап. минерал. о-ва. 1889. № 14-16. С. 36 - 47.
- К а ц Ш.Н. Условия локализации и генезис золотого оруденения в рифейских толщах западного склона Южного Урала // Тектоника, магматизм, метаморфизм и металлогения зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы. Свердловск-Миасс, 1985. С.97 - 99.
- К а ц Ш.Н., Н у р и е в а Р.Ф., С е р е д а Е.И. Околорудные изменения пород Авзянского рудного района, вмещающих золотое оруденение // Минералогия, геохимия и генезис полезных ископаемых Южного Урала. Уфа, 1986. С. 42 - 45.
- К л ю ж и н а М.Л. Палеогеография Урала в ордовикском периоде. М.: Наука. 1985. 237 с.
- К о л о н и н А.С., Р е в е р д а т т о В.В., В а с и л ь е в Э.Н. Модель глубинного плутонэметаморфизма и анатексиса // Докл. АН СССР. 1977. 237, № 5. С. 1167 - 1170.
- К о л ь ц о в А.Б. Метасоматические процессы на золоторудных месторождениях в метатерригенных комплексах: Автореф. дисс. ... д-ра. геол.-мин. наук. СПб, 1996. 44 с.
- К о н с т а н т и н о в М.М., Н е к р а с о в Е.М., С и д о р о в А.А., С т р у ж к о в С.Ф. Золоторудные гиганты России и мира. М.: Научный мир, 2000. 272 с.
- К о р о б е й н и к о в А.Ф. Условия концентрации золота в палеозойских орогенах. Новосибирск, 1987. 177 с.
- К о р ж и н с к и й А.Ф. Околорудные изменения пород Гумбейского месторождения шеелита // Тр. Горно-геологического института УФАН СССР, 1959. Вып. 42. С. 17 - 41.
- К о р ж и н с к и й А.Ф. Гидротермально измененные породы редкометалльных месторождений Восточной Сибири. М.: Наука, 1967. 432 с.
- К о р ж и н с к и й Д.С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 281 с.
- К о р ж и н с к и й Д.С. Петрология Туринских скарновых месторождений меди. М.: Изд-во АН СССР. 1948. 156 с.
- К о р ж и н с к и й Д.С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 332 - 452.
- К о р о в о - м а н т и й н о е о р у д е н е н и е в с а л и ч е с к и х б л о к а х э в г е о с и н к л и н а л и / В.Н.Сазонов, Б.А.Попов, Н.А.Григорьев и др. Свердловск, 1989. 113 с.

Коротцев В.А., Язева Р.Г., Бочкарев В.В. и др. Сафьяновское колчеданное месторождение // Путьеводитель геологических экскурсий к Международному совещанию "Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях". Екатеринбург, 1997. 54 с.

Косалс Я.А., Колонин Г.Р. Генетические основы модели редкометалльного рудообразования, связанного с многофазными гранитоидными интрузиями // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 2. Новосибирск: Наука, 1983. С. 39 - 48.

Ксенофонов О.К., Давыдов Е.В. Петрология и металлогения габбро-диорит-гранитной серии Зауралья. Л.: Изд-во ЛГУ, 1996. 186 с.

Кузнецов Е.А. Новые данные по геологии зеленокаменной полосы Урала и связанного с ней колчеданного оруденения // Уч. зап. МГУ, 1956. Вып. 176. С. 115 - 122.

Кузнецов С.К., Андреечев В.Л. Возраст золотофукситовой минерализации в риолитах хребта Малдынырд // Золото, платина и алмазы Республики Коми и сопредельных регионов. Сыктывкар: Геопринт, 1998. С. 18 - 19.

Кураленко Р.С. Закономерности распределения золота в магматических комплексах Шарташского массива // Элементы-примеси в минералах и горных породах Урала. Свердловск, 1980. С. 79 - 87.

Кутюхин П.И. Джетыгаринское месторождение им.С.М.Кирова // 200 лет золотой промышленности Урала. Свердловск, 1948. С. 364 - 385.

Кутюхин П.И. Закономерности распределения золота в жиле Белой Джетыгаринского месторождения // Труды Горно-геологического института УФ АН СССР, 1959. Вып. 40. С. 143 - 154.

Кушнарев И.П. Глубины образования эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1982. 165 с.

Лайпанов Х.Х. Околорудные метасоматиты Березовского рудного поля // Вопросы геохимии и рудообразования. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1977. С. 66 - 69.

Лебедев Л.М. Современные рудообразующие гидротермы. М.: Недра, 1975. 262 с.

Летников Ф.А., Вилор Н.В. Золото в гидротермальном процессе. М.: Наука, 1981. 224 с.

Левитан Г.М., Берзон Р.О. Золоторудные месторождения эвгеосинклиналей // Труды ЦНИГРИ. Вып. 193. С. 47 - 54.

Лисицина Г.А., Раудонис П.А. Особенности околорудных изменений на уран-молибденовых и золотых месторождениях одного рудного узла // Геология и вопросы генезиса эндогенных урановых месторождений. М.: Наука, 1968. С. 95 - 108.

Логинов В.П. Алумосилициты Кабанского колчеданного месторождения // Тр. Ин-та геологических наук АН СССР. 1951. Вып. 134. 163 с.

Лядский П.В. Месторождение Весеннее // Медноколчеданные месторождения Урала. Свердловск, 1988. С. 179 - 184.

Малахов И.А. Петрохимия главных формационных типов ультрабазитов. М.: Наука, 1993. 224 с.

Малюгин А.А., Червяковский С.Г., Сазонов В.Н. Новый золотообразующий тип золотого оруденения // Докл. АН СССР. Т. 289, № 3. С. 697 - 699.

Маркс В.А. Метаморфизм альбит-эпидот-амфиболитовой фации горных пород зеленокаменной зоны Верхнеуфалейского района на Среднем Урале // Метаморфизм главной вулканогенной зоны Урала. М.: Наука. С. 120 - 207.

Матвеев К.К. Гумбейские вольфрамовые месторождения // Докл. АН СССР. 1928. Сер.А, № 8. С. 128-132.

Масленников В.В. Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданных палеогидротермальных полей. Миасс: Геотур, 1999. 387 с.

Масленников В.В., Зайков В.В. Колчеданоносные палеогидротермальные поля окраинно-океанических структур Урала. Миасс, 1998. 92 с.

Махлаев Л.В. Гранитоиды севера Центрально-Уральского поднятия (Полярный и Приполярный Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 150 с.

Медноколчеданные месторождения Урала. Т. 1. Свердловск, 1985. 288 с. Т. 2. Свердловск, 1988. 241 с. Т. 3. Екатеринбург, 1992. 308 с.

Мельникова Г.Б. Петрология андезитов Главной вулканогенной зоны Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 11. С. 34 - 44.

Металлогения складчатых систем с позиций тектоники плит. Екатеринбург, 1994. 385 с.

Метаморфизм горных пород Главной вулканогенной зоны Урала. М.: Наука, 1969. С. 120 - 207.

Мигачев И.Ф., Беневольский Б.И. Золото России: современность и будущее // Отечеств. геология. 1997. № 3. С. 7 - 11.

Милецкий Б.Е., Лончаков В.Г., Федоров В.И. и др. Золотооруденение Мугоджар // Геология, минералогия и геохимия месторождений золота Урала. Свердловск: УрО РАН, 1987. С. 28 - 33.

Миляев С.А., Чекваидзе В.Б., Исакович И.З. Количественная модель минералого-геохимических ореолов Васильковского золоторудного месторождения // Отечеств. геология. 1994. № 7. С. 36 - 42.

Миронов А.Г., Глюк Д.С. Экспериментальное исследование распределения золота в силикатных системах кислого состава с помощью радиоизотопа Ag - 195 // Докл. АН СССР. 1980. Т. 252. № 4. С. 1234-1238.

Минина О.В. Ауэрбаховская комплексная рудно-магматическая система // Отечественная геология. 1991. № 7. С. 17 - 23.

Мицюк Б.М., Горгоцкая Л.И. Физико-химические превращения кремнезема в условиях метаморфизма. Киев: Наукова думка, 1980. 232 с.

Моисеенко В.Г., Зайкина В.С. Геохимия и минералогия рудных районов Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. 303 с.

Моисеенко В.Г., Михайлов В.А., Сахно В.Г. Поведение золота и серебра при осадконакоплении, вулканизме и метаморфизме. Новосибирск: Наука, 1974. 101 с.

Молошаг В.П., Грабежев А.И., Гуляева Т.Я. Золототеллур-теллуридная ассоциация Березняковского месторождения (Южный Урал) // Ежегодник-1992/ Институт геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург, 1993. С. 109 - 110.

Москалева В.Н., Иванова В.П., Косолапов Б.К. О родингитах из ультраосновных интрузий Казахстана и определение их минерального состава методом термографии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 12. С. 67 - 84.

Мурзин В.В. Рудные минеральные ассоциации как показатель геологических и физико-химических условий формирования месторождений золота Урала: Дисс. ... д-ра геол.-мин. наук. Екатеринбург, 1997. 258 с. (ИГГ УрО РАН).

Мурзин В.В., Волченко Ю.А., Молошаг В.П. и др. Типоморфизм золота в ультрабазитах Урала // Геология, минералогия и геохимия месторождений золота Урала. Свердловск, 1987. С. 4 - 49.

Мурзин В.В., Григорьев Н.А., Мецнер Э.И. О механизме укрупнения частиц золота в гипергенных ореолах остаточного типа // Докл. АН СССР. 1985. Т. 284. №4. С. 956 - 959.

Мурзин В.В., Кудрявцев В.И., Берзон Р.О. и др. Особенности минерализации с медистым золотом, сопряженной с родингитизацией // Геол. рудн. месторожд. 1987. №3. С. 96 - 99.

Мурзин В.В., Малюгин А.А. Типоморфизм золота зоны гипергенеза (на примере Урала). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. 96 с.

Мурзин В.В., Покровский П.В., Молошаг В.П. Ртуть в самородном золоте и ее типоморфное значение // Геология рудных месторожд. 1981. № 4. С. 86 - 91.

Мурзин В.В., Сазонов В.Н., Бортников Н.С. и др. Термодинамические условия формирования гумбейтов, эйситов и руд Шарташского адамеллитового массива (Ср. Урал) по данным доломит-кальцитового геотермометра // Ежегодник-1997 /Ин-т геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург, 1998. С. 116 - 119.

Мурзин В.В., Сазонов В.Н. Минеральные ассоциации золотосульфидных руд скарновых месторождений Турьинско-Ауэрбаховского рудного поля. Екатеринбург, 1996. 98 с.

Мурзин В.В., Сазонов В.Н., Федосеев В.В. Минеральные парагенезисы и РТХ-условия формирования руд Березняковского месторождения (Южный Урал) // Ежегодник-1993 Ин-та геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург, 1994. С. 138 - 141.

Мурзин В.В., Смирнов В.Н., Сазонов В.Н., Ведерников В.В. Минералогические особенности золотого оруденения, связанного с магматизмом габбро-гранитоидного и тоналит-гранодиоритового типов (на примере Петрокаменско-Верхотурской структурно-формационной зоны, Средний Урал) // Изв. УГГГА. Сер. геология и геофизика, 1996. Вып. 5. С. 45 - 48.

Мурзин В.В., Сустанов С.Г., Мамин Н.А. Золотая и платиноидная минерализация россыпей Верх-Нейвинского массива альпинотипных гипербазитов (Средний Урал). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН – УГГГА, 1999. 93 с.

Мурзин В.В., Таланцев А.С., Леонтьев Р.Л. Самородное золото на глубоких горизонтах Березовского месторождения (Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 5. С. 70 - 79.

Набоко С.И. Послемагматические процессы в областях активного вулканизма: Автореф. дисс. ... д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск, 1962. 62 с.

Наковник Н.И. Пропилитизированные породы, их минеральные фации, генезис и практическое значение // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1954. Вып. 2. С. 85 - 94.

Наковник Н.И. Вертикальная зональность продуктов постмагматического метасоматоза и место в ней формаций вторичных кварцитов и пропилитов // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1963. Вып. 4. С. 394 - 409.

Николайченков Ю.С. Условия размещения природных типов руд на Волковском месторождении. Свердловск, 1981. 21 с

Новгородова М.И. Самородные металлы в гидротермальных рудах. М.: Наука, 1983. 288 с.

Оболенский А.А. Источники рудного вещества и геохимические условия образования ртутных месторождений различных рудных формаций // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1972. С. 200 - 210.

Оболенский А.А. Генезис месторождений ртутной рудной формации. Новосибирск, 1976. 193 с.

Оболенский А.А., Борисенко А.С. О соотношении лиственитизации и рудоотложения на ртутных месторождениях магнезиально-карбонатно-киноварного (лиственитового) типа // Геология и генезис редкометалльных и полиметаллических месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1978. С. 27 - 42.

Овчинников Л.Н. Руды Турьинских скарновых месторождений. Свердловск: УФ АН СССР, 1948. 68 с.

Овчинников Л.Н. Контактново-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. Свердловск: УФАН СССР, 1960. 496 с.

Овчинников Л.Н. Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала // Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала. Свердловск, 1963. Т. 1. С. 57 - 82.

Овчинников Л.Н. Образование рудных месторождений. М.: Недра, 1988. 246 с.

Огородников В.Н. Метаморфизм пород Джабык-Карагайского метаморфического комплекса // Геология метаморфических комплексов. Свердловск, 1980. С. 110 - 116.

Огородников В.Н. Модель сопряженного формирования хрусталеносных и золоторудных месторождений // Геология, минералогия и геохимия месторождений золота Урала. Свердловск: УрО РАН, 1987. С. 70 - 74.

Огородников В.Н. Структурно-метаморфическая эволюция Джабык-Карагайского метаморфического комплекса // Геология метаморфических комплексов. Свердловск, 1988. С.79 - 82.

Огородников В.Н. Закономерности размещения и условия сопряженного образования кварц-жильных, хрусталеносных и золоторудных месторождений Урала // Дисс. д-ра геол.-мин. наук. Екатеринбург, 1993. 470 с. (библиотека УГГГА).

Огородников В.Н., Кухарь Н.С. Проблема золотого оруденения на хрусталеносных месторождениях Приполярного Урала // Материалы по геологии и металлогении золота Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. С. 50 - 60.

Огородников В.Н., Сазонов В.Н. Соотношения золотых и хрусталеносных месторождений обрамления гнейсовых блоков Урала. Свердловск, 1971. 72 с.

Озеров В.С. Метаморфизованные россыпи Приполярного Урала // Руды и металлы. 1966. № 4. С. 28 - 37.

Озерова Н.А. Ртуть и эндогенное рудообразование. М.: Недра, 1981. 232 с.

Ойдуп Ч.К., Кужугет К.С. О генезисе родингитов Агардагского гипербазитового массива (Тува) // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Новосибирск, 1989. С. 100 - 111.

Околорудные метасоматиты Западного Узбекистана / И.П.Щербань, Р.В.Цой, И.П.Иванов и др. М.: Наука, 1990. 189 с.

Омельяненко Б.И. Околорудные гидротермальные изменения пород. М.: Недра, 1978. 216 с.

Омото Х., Рай Р.О. Изотопный состав Н и О флюидных включений в минералах месторождения Кууроко. Япония // Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1997. С. 449 - 463.

Паняк С.Г. Математическое моделирование геохимии петрогенных процессов в связи с проблемой источников рудного вещества // Докл. АН СССР. 1981. Т. 261. № 5. С. 1190 - 1193.

Парначев В.П., Кузнецов Г.П., Раевский А.Н. и др. Позднедокембрийские офиолиты Сысертско-Ильменогорской структуры на Южном Урале // Формационное расчленение и металлогения ультрабазитов. Свердловск, 1988. С. 165 - 175.

Перкова Р.И. Изотопный состав серы сульфидов и некоторые вопросы генезиса контактово-метасоматических месторождений Ауэрбахско-Турьинского рудного поля: Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск, 1975. 22 с.

Перчук Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука, 1970. 301 с.

Петров В.Г. Условия золотоносности северной части Енисейского кряжа. Новосибирск: Наука, 1974. 138 с.

Петровская Н.В. Самородное золото. М.: Наука, 1973. 348 с.

Петровская Н.В., Бернштейн П.С., Мирчинк С.Г. и др. Геологическое строение, минералогия и особенности генезиса золоторудных месторождений Балейского рудного поля (Восточное Забайкалье). М.: ЦНИГРИ, 1961. 98 с.

Плюснина Л.П., Некрасов И.Я., Лихойдов Г.Г. Петрогенезис родингитов Верхоянско-Чукотской области // Изв АН СССР. Серия геол. 1991, № 8. С. 38 - 50.

Переляев А.П. Месторождение Золотая гора // 200 лет золотой промышленности Урала. Свердловск: УФАН СССР, 1948. С. 285 - 295.

Перкова Р.И. Изотопный состав серы сульфидов и некоторые вопросы генезиса контактово-метасоматических месторождений Ауэрбахско-Турьинского рудного поля: Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск, 1975. 17 с.

Подлеский К.В. Скарны и околорудные метасоматиты железорудных месторождений Урала и Кавказа. М.: Наука, 1979. 204 с.

Покровский П.В., Мурзин В.В., Маков В.М. О составе самородного золота некоторых проявлений зоны рифтогенеза Урала // Ежегодник-1977 Ин-та геологии и геохимии УрО АН СССР. Свердловск, 1978. С. 98 – 99.

Покровский Б.Г., Чашухин И.С. Изотопный состав О и Н в серпентинитах Среднего Урала // Докл. АН СССР. 1982. Т. 267, № 6. С. 1461 - 1464.

Полуэктров В.В. Особенности зонального строения ураноносных низкотемпературных калишпатовых метасоматитов (гумбеитов) // Метасоматизм и оруденение. Л., 1982. С. 109 - 110.

Попов В.А. Относительный возраст и типы березитов Березовского золоторудного месторождения // Метаморфизм горных пород Урала. Свердловск, 1970. С. 93 - 95.

Прахова Е.В., Рокачев С.А. Формирование руд колчеданных месторождений Урала // Тр. Ин-та геологии и геохимии УФААН СССР. 1969. Вып. 80. С. 4 - 54.

Прокин В.А., Наседкин А.П., Новокрещенов С.М. и др. Условия проявления медной минерализации на Краснотурьинском рудном поле // Геология, поиски и разведка месторождений рудных полезных ископаемых. Иркутск, 1990. С. 86 – 92.

Прокин В.А., Полтавец Ю.А. Геодинамические условия формирования эндогенных меднорудных и железорудных месторождений Урала // Ежегодник-1995/ Ин-т геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург, 1996. С. 161 - 163.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа, 2000. 146 с.

Пыстин А.М. Карта метаморфизма Приполярного и южной части Полярного Урала. Сыктывкар: Коми НЦ УрО АН СССР, 1991. 20 с.

Рапопорт М.С. Гранитоидный магматизм и золотое оруденение Среднего Урала // Уральская летняя минералогическая школа - 96. Екатеринбург, 1996. С. 7 - 10.

Рапопорт М.С. Геология и магматизм Шилово-Коневской группы массивов на Среднем Урале // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск, 1971. 18 с.

Рахов Е.В. О происхождении рудоконтролирующих брекчий Воронцовского золоторудного месторождения (Северный Урал) // Ежегодник - 1996/ Ин-т геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург, 1997. С. 179 - 180.

Рожков И.С. Мелентьевское полиметаллическое месторождение // 200 лет золотой промышленности Урала // Тр. УФААН СССР, 1935. Вып. 4. 47 с.

Рожков И.С., Абдрахманов К.З. Мелентьевское месторождение // 200 лет золотой промышленности Урала. Свердловск: УФААН СССР, 1948. С. 331 - 341.

Розинов М.И., Колесников Д.И. Четвертичные вулканические серии Курило-Камчатской области // Базитовые ассоциации. Л.: ВСЕГЕИ, 1979. С. 5 - 17.

Ромашова Л.Н. Биргильдинское медно-порфиоровое месторождение // Геол. рудн. месторожд. 1984. № 2. С. 20 – 30.

Росляков Н.А., Рослякова Н.В., Звягин В.Г. Поведение золота в первичных ореолах некоторых жильных месторождений золота Сибири // Изв. Томского политех. ин-та, 1970. Вып. 239. С. 208 - 215.

Рослякова Н.В. Условия золотоносности колчеданно-полиметаллических месторождений // Тр. Ин - та геологии и геофизики СО АН СССР. 1983. № 533. С. 31 - 65.

Рослякова Н.В. Геохимия золота в гидротермальном процессе на примере Бериккульского золоторудного месторождения (Кузнецкий Алатау) // Золото и редкие металлы в геохимических процессах. Новосибирск, 1986. С. 82 - 105.

Рослякова Н.В., Росляков Н.А. Эндогенные ореолы месторождений золота. Новосибирск, 1975. 117 с.

Ромашова Л.Н. Биргильдинское медно-порфиоровое месторождение // Геол. рудн. месторожд. 1984. №2. С. 20 - 30.

Рудский В.Г. Роль метаморфизма в формировании золотой минерализации Кумакского рудного поля // Геология метаморфических комплексов. Свердловск: СГИ, 1982. С. 88 - 94.

Рундквист Д.В., Неженский И.А. Зональность эндогенных месторождений. М.: Недра, 1975. 236 с.

Рундквист Д.В., Павлова И.Г. Опыт выделения формаций гидротермально-метасоматических пород // Зап. Всесоюз. мин. о-ва. 1974. Вып. 3. С. 289 - 304.

Русинов В.Л. Фации метасоматитов глубинности в вулканических толщах // Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1984. С. 183 - 192.

Русинов В.Л. Фации метасоматизма в вулканических толщах // Кристаллическая кора в пространстве и времени. Метаморфические и гидротермальные процессы. М.: Наука, 1989. С. 161-172.

Рябинин В.Ф. Предрудная "плаггиогранитизация" на золоторудном месторождении // Ежегодник-1987/ Ин - т геологии и геохимии УрО АН СССР. Свердловск, 1988. С. 120 - 121.

Рябинин В.Ф. Геология, околорудный метасоматоз и оруденение золоторудного месторождения: Автореф. ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск, 1988. 19 с.

Рябчиков И.Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975. 230 с.

Рябчиков И.Д., Ефимов А.С., Калугин В.М. и др. Физико-химический анализ поведения золота в процессе дегазации кислых магм // Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск, 1977. С. 14 - 19.

Савельева К.П., Костромин Д.А. Полигенный и полихронный метасоматоз одного из золоторудных месторождений Урала // Рудоносные метасоматические формации Урала. Свердловск, 1991. С. 77 - 78.

Савельева К.П., Грязнов О.Н., Костромин Д.А. Критерии различий гидротермальных метасоматитов аргиллизитовой формации и химической коры выветривания на одном из золоторудных месторождений // Новые данные по золоторудным месторождениям Урала. Свердловск, 1990. С. 113 - 118.

Сазонов В.Н. О низкотемпературной метасоматической зональности на контакте даек гранит-порфиров с тальк-карбонатными породами // Геология полезных ископаемых Урала. Свердловск, 1971. С. 103 - 105.

Сазонов В.Н. Апоизвестняковые листвениты Южного Урала // Ежегодник-1973/ Ин - т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1974. С. 168-171.

Сазонов В.Н. Лиственитизация и оруденение. М.: Наука, 1975. 172 с.

Сазонов В.Н. Метасоматиты березит-лиственитовой формации Урала, сформировавшиеся на контакте химически разнородных пород // Вопросы геохимии и рудообразования. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1977. С. 9 - 47.

Сазонов В.Н. Хром в гидротермальном процессе. М.: Наука, 1978. 278 с.

Сазонов В.Н. Околорудная метасоматическая зональность как поисковый критерий и фактор прогнозирования (на примере березит-лиственитовой формации) // Вопросы петрологии Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1980. С. 159 - 175.

Сазонов В.Н. Березит-лиственитовая формация и сопутствующее ей оруденение. Свердловск: УрО АН СССР, 1984. 208 с.

Сазонов В.Н. Золото в гидротермальном процессе. Свердловск: УрО АН СССР, 1985. 52 с.

Сазонов В.Н. Березиты - листвениты // Исследования по петрологии и металлогении Урала. Свердловск, 1986. С. 95 - 104.

Сазонов В.Н. Золоторудные формации Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. 72 с.

С а з о н о в В.Н. Березит-лиственитовая формация (геологические и физико-химические условия формирования, зональность и рудоносность) // Кристаллическая кора в пространстве и времени. Метаморфические и гидротермальные процессы. М.: Наука, 1989. С. 151 - 161.

С а з о н о в В.Н. О конвергентности березитов-лиственитов // Ежегодник - 1991/ Ин-т геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург, 1992₁. С. 113 - 115.

С а з о н о в В.Н. Минеральный баланс золота в горных породах ультраосновного - кислого состава и продуктах их березитизации-лиственитизации // Геология и геофизика. 1992₂. № 5. С. 80 - 91.

С а з о н о в В.Н. Новые данные о низкотемпературных метасоматитах Воронцовского золоторудного месторождения (Северный Урал) и возможность конвергентности аргиллизитов // Ежегодник - 1992/ Ин-т геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург, 1993. С. 116 - 118.

С а з о н о в В.Н. Парадоксы метасоматитов Урала // Актуальные проблемы магматической геологии, петрологии и рудообразования. Екатеринбург, 1995. С. 156 - 161.

С а з о н о в В.Н. Березиты и гумбеиты (сходство, различие и их причины) // Ежегодник - 1996 /Ин-т геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург, 1997. С. 180 - 182.

С а з о н о в В.Н. О конвергентности березитов района Гумбейских шеелитовых месторождений (Южный Урал) // Ежегодник - 1995/ Ин-т геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург, 1996. С. 165 - 167.

С а з о н о в В.Н. Гумбеиты (геологическая позиция, зональность, физико-химические условия формирования и рудоносность) // Геология метаморфических комплексов. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 1998. С. 65 - 76.

С а з о н о в В.Н. Золотопродуктивные метасоматические формации подвижных поясов. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 181 с.

С а з о н о в В.Н., А р т е м е н к о Н.А., В и л и с о в В.А. Фтор и хлор в гидротермальном процессе // Докл. РАН. 1994. Т. 339, № 1. С. 99-101.

С а з о н о в В.Н., А р т е м е н к о Н.А., В и л и с о в В.А. Пространственные соотношения и флюидный (F, Cl) режим формирования околорудных метасоматитов Маминского золоторудного месторождения (Средний Урал) // Ежегодник-1994 /Ин-т геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург, 1995. С. 143-145.

С а з о н о в В.Н., Б е р з о н Р.О. Локальные метасоматиты малоглубинных проявлений золота в одном из районов Урала // Метасоматические формации и фации. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. С. 70 - 76.

С а з о н о в В.Н., Б о р о д а е в с к и й Н.И. Генезис текстур и структур метасоматитов березит-лиственитовой формации. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. 48 с.

С а з о н о в В.Н., Г р и г о р ь е в Н.А., М у р з и н В.В. Полихронное и гетерогенное золоторуденение в эвгеосинклинальной области // Докл АН СССР. 1987. Т. 294, № 1. С. 187 - 189.

С а з о н о в В.Н., Г р и г о р ь е в Н.А., М у р з и н В.В. Геодинамические обстановки локализации золотого оруденения в складчатых системах уральского типа // Металлогения складчатых систем с позиций тектоники плит. Екатеринбург, 1996. С. 167 - 176.

С а з о н о в В.Н., К о н т а р ь Е.С. Медно-порфировое оруденение Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983. 48 с.

С а з о н о в В.Н., М у р з и н В.В. Кочкарские табашки и светлинские фемические метасоматиты - генетические родственники (Южный Урал) // Ежегодник-1993/ Ин-т геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург, 1994. С.97 - 99.

С а з о н о в В.Н., М у р з и н В.В. Взаимоотношения золотополиметаллических, колчеданно-полиметаллических и колчеданных месторождений на Урале // Докл. РАН. 1994. Т. 342, № 3. С. 363 - 367.

С а з о н о в В.Н., М у р з и н В.В. О типах связей золоторудных месторождений с альпинотипными ультрабазитами (на примере Урала) // Ежегодник-2000 Ин-та геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург, 2001. С. 179-180.

С а з о н о в В.Н., М у р з и н В.В., Г р и г о р ь е в Н.А. и др. Эндогенное оруденение девонского андезитоидного вулcano-плутонического комплекса (Урал). Свердловск: УрО РАН, 1991. 184 с.

С а з о н о в В.Н., М у р з и н В.В., М а л ь г и н А.А. и др. Геологические, физико-химические и геохимические условия формирования золотооруденения Урала // Петрология и рудообразование. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. С. 84 – 94.

С а з о н о в В.Н., М у р з и н В.В., Г р и г о р ь е в Н.А. Метаморфогенно-гидротермальное оруденение Урала // Метаморфогенная металлогения Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. С. 72 - 80.

С а з о н о в В.Н., М у р з и н В.В., Г р и г о р ь е в Н.А. Березняковское золотопорфировое месторождение (Южный Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1994. 48 с.

С а з о н о в В.Н., М у р з и н В.В., Г р и г о р ь е в Н.А. Воронцовское золоторудное месторождение - пример минерализации карлинского типа на Урале, Россия // Геология рудных месторождений. 1998. №2. С. 157-170

С а з о н о в В.Н., М у р з и н В.В., Г р и г о р ь е в Н.А. и др. О золотоносности скарновых месторождений Урала // Новые данные по золоторудным месторождениям Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. С. 15 - 25.

С а з о н о в В.Н., М у р з и н В.В., Г р и г о р ь е в Н.А. и др. Эндогенное оруденение девонского андезитоидного вулcano-плутонического комплекса (Урал). Свердловск: УрО РАН, 1991. 184 с.

С а з о н о в В.Н., М у р з и н В.В., М а л ь г и н А.А. и др. Геологические, физико-химические и геохимические условия формирования золотооруденения Урала // Петрология и рудообразование. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. С. 84 - 94.

С а з о н о в В.Н., М у р з и н В.В., Ш у м и л о в И.А. Изотопно-геохимическая модель Ауэрбаховского рудного поля (Северный Урал) // Докл. РАН. 1993. Т. 331, № 4. С. 456 – 458.

С а з о н о в В.Н., О г о р о д н и к о в В.Н. Модель геолого-тектонического развития и эволюция металлогении восточного склона Урала в период сжатия // Докл. РАН. 1992. Т. 323, № 3. С. 523 - 526.

С а з о н о в В.Н., О г о р о д н и к о в В.Н. Светлые слюды как индикатор формационного расчленения метасоматитов гидротермальных месторождений золота и горного хрусталя // Докл. РАН. 1996. Т. 350, № 3. С. 381 - 383.

С а з о н о в В.Н., О г о р о д н и к о в В.Н., Б а т а л и н Ю.С. Золото Екатеринбургья (прошлое, настоящее, будущее): Путеводитель геологических экскурсий Международного симпозиума “Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях”. Екатеринбург, 1997. 85 с.

С а з о н о в В.Н., О г о р о д н и к о в В.Н., П о л е н о в Ю.А. и др. Золотооруденение Екатеринбургского геологического полигона. Екатеринбург: УГГГА, 1997. 226 с.

С а з о н о в В.Н., П о к р о в с к и й П.В., Б а х т и н а А.П. и др. Зональность и состав околорудных метасоматитов и руд золотополиметаллических проявлений рифтогенной зоны Урала //Ежегодник-1976/ Ин - т геологии и геохимии УрО АН СССР. Свердловск, 1977. С. 100 - 101.

С а з о н о в В.Н., П о п о в Б.А., Г р и г о р ь е в Н.А. и др. Корово-мантийное оруденение в салических блоках эвгеосинклинали. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. 113 с.

С а з о н о в В.Н., Т а л а н ц е в А.С., И л ь с о в а Л.К. РТХ-условия формирования месторождений золотосульфидно-кварцевой формации Урала // Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Т. 2. Новосибирск: Наука, 1979. С. 145 – 154.

С а з о н о в В.Н., Ч е р е м и с и н А.А. О формационной принадлежности околорудных метасоматитов Кумакского рудного поля // Тезисы докл. IV Уральской петрограф. конф. Т.1. Свердловск, 1981. С. 132 - 134.

С а л и х о в Д.Н., Б е р д н и к о в П.Г. Магматизм и оруденение позднего палеозоя Магнитогорского мегаантиклинория. Уфа: БФАН, 1982. 164 с.

С а м а р к и н Г.И., С а м а р к и н а Е.Я. Распределение золота в гранитоидных формациях Главного гранитного пояса Урала // Докл. АН СССР. 1982. Т. 284. № 4. С. 929-933.

С а м а р ц е в И.Т., З а х в а т к и н В.А., К а з и м и р с к и й В.Ф. О зональности Березовского золоторудного месторождения на Среднем Урале // Геол. рудн. месторожд. 1973. № 1. С. 110 - 117.

С а х а р о в а М.С. Значение электронных потенциалов минералов при процессах отложения золота из растворов // Труды VIII совещ. по экспериментальной минералогии и петрографии. М.: Наука, 1971. С. 143-147.

С е р а в к и н И.Б., З н а м е н с к и й С.Е., К о с а р е в А.М. Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья. Уфа: Полиграфкомбинат, 2001. 318 с.

С е р е д к и н М.В., П р и б а в к и н С.В. Метасоматиты Шарташского массива // Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала. Ч. 1. Екатеринбург, 1997. С. 215 - 219.

С и г о в А.П. Золотые месторождения Северо-Миасской группы // 200 лет золотой промышленности Урала. Свердловск, 1948. С. 296-304.

С и г о в А.П., Р о м а ш о в а В.И. Закономерности образования и размещения золотоплатиновых россыпей Урала. Свердловск, 1977. 207 с.

С и л а е в В.И. Зональность Саурей-Лекынтальбейского рудного узла // Препринт / Ин-т геологии КомиФАН СССР. Сыктывкар, 1982. 36 с.

С к а р н о в ы е месторождения / Под ред. В.А.Жарикова. М.: Наука, 1985. 318 с.

С к о б е л ь Л.С. Структурные особенности месторождения горного хрусталя Додо (Приполярный Урал) // Сов. геология. 1976, № 3. С. 134 - 138.

С м и р н о в В.И. Эволюция источников минерального вещества эндогенных рудных месторождений в истории развития земной коры // Источники рудного вещества эндогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1976. С. 5 - 11.

С м и р н о в В.Н., В е д е р н и к о в а Т.Л. Новые данные о геологии орбикулярных гранитоидов на Среднем Урале // Ежегодник-1993 /Ин-т геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург, 1994. С. 34-36.

С м о л и н А.П. Структурная документация золоторудных месторождений. М.: Недра, 1975. 240 с.

С н а ч е в В.И., Щ у л ь к и н Е.П., М у р к и н В.П. и др. Магматизм Восточно-Уральского пояса Южного Урала. Уфа, 1990. 178 с.

С о б к о П.Ф., С е р а в к и н И.Б. Структурные и магматические факторы локализации колчеданных месторождений Магнитогорского мегасинклинория // Закономерности размещения полезных ископаемых. М., 1973. Т. 12. С. 135 - 142.

С о б о л е в Н.Д. Ультрабазиты Большого Кавказа. М.: Геолтехиздат, 1952. 240 с.

С о б о л е в Н.Д. К петрохимии ультраосновных пород // Геохимия. 1959. № 8. С. 679 - 695.

С о б о л е в а А.А. Риолиты Приполярного и южной части Полярного Урала. Сыктывкар: КНЦ УрО РАН, 1995. 19 с.

С о к о л о в Я.Н. Температуры образования гидротермальных кварцевых жил при оценке хрусталеносных районов // Тезисы V Всесоюзн совещ. по термобарогеохимии. Уфа. 1976. С. 144.

Сорока Е.И. Рудоносный комплекс бассейна р. Балбанью (Приполярный Урал) и связь с ним золотого оруденения: Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург, 1997. 17 с.

Сорока Е.И., Рябинин В.Ф., Сазонов В.Н., Червяковский С.Г. Трансформация пород Малдинского липаритового комплекса под воздействием многоэтапной коллизии // Ежегодник-1994/ Ин-т геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург, 1995. С. 97 - 100.

Спирidonov Э.М., Бакшеев И.А., Кононова Н.Н. и др. Гумбеиты Урала и их рудная минерализация // Уральская летняя минералогическая школа - 96. Екатеринбург, 1996. С. 67 - 75.

Спирidonov Э.М., Бакшеев И.А., Куруленко Р.С. и др. Условия и параметры образования плутогенных гумбеитов и березитов, вольфрамсодержащие минералы сопряженных рудных жил (на примере Урала и Казахстана) // Уральская летняя минералогическая школа - 95. Екатеринбург, 1995. С. 51 - 53.

Спирidonov Э.М., Бакшеев И.А., Середкин М.В. и др. Гумбеитовая формация Урала. М.: МГУ, 1997. 97 с.

Спирidonov Э.М., Плетнев П.А., Перелыгина Е.В. Геология и минералогия месторождения медистого золота Золотая гора (Карабашское), Средний Урал. М.: МГУ, 1997. 192 с.

Спирidonov Э.М., Прокофьев В.Ю., Петров В.К. и др. Сейняйкоит, нисбит, купростибит, орселит, маухерит, ульманнит и сурьма месторождения Золотая гора (Средний Урал) и условия их образования // Зап. Всерос. мин. о-ва. 1994. № 3. С. 65 - 77.

Старостин В.И. Структурно-петрофизический анализ эндогенных рудных полей. М.: Недра, 1979. 240 с.

Степанов В.А. Золоторудные месторождения; основы их прогноза и поисков // Автореф. дисс. ... д-ра геол.-мин. наук. М., 1992. 46 с.

Степанов И.С. Гумбейские месторождения шеелита на Южном Урале // Минералогия Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1954. Т.1. С. 242 - 249.

Страшненко Г.И. Геология и закономерности размещения месторождений горного хрусталя в западном обрамлении Адамовского гнейсово-мигматитового комплекса (Южный Урал) // Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск, 1978. 20 с.

Страшненко Г.И., Мельников Е.П. Метаморфогенные месторождения химически чистого жильного кварца // Разведка и охрана недр, 1978, № 6. С. 11 - 12.

Сустанов С.Г. Типоморфизм арсениопирита Кочкарского рудного поля // Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск, 1986. 21 с.

Суренков С.В., Моралев Г.В., Борисов А.В. Физико-химические параметры отложения Au-PGE-REE минерализации рудопроявлений Чудное и Нестеровское // Металлогения древних и современных океанов - 2001 // История месторождений и эволюция рудообразования. Миасс, 2001. С. 195-198.

Сурин Т.Н., Мосейчук В.М., Михайлов И.Г. Гумбейская палеоостроводужная зона (Южный Урал) - структура, перспективная на Au - Ag оруденение // Там же. С. 198 - 203.

Сурин Т.Н. Метасоматоз и колчеданное рудообразование. Верхнеуральский рудный район. Екатеринбург: УИФ Наука, 1993. 104 с.

Таланцев А.С. РТ-условия формирования хрусталеносных кварцевых жил Урала // Тезисы V Всесоюзн. совещ. по термобарогеохимии. Уфа, 1976. С. 44 - 45..

Таланцев А.С. Геотермобарометрия по доломит-кальцитовым парагенезисам. М.: Наука, 1981. 136 с.

Тарбасев М.Б., Кузнецов С.К., Моралев Г.В. и др. Новый золотопалладиевый тип минерализации в Кожимском районе Приполярного Урала (Россия) // Геол. рудн. месторожд. 1996. Т. 38, № 1. С. 15 - 30.

Тектоническая карта Урала м-ба 1:1000000 / Под ред. А.В.Пейве и др. Л.: НПО Аэрогеодезия, 1970.

Тесалина С.Г. Строение и процессы формирования кластогенных медно-цинково-колчеданных залежей Александринского месторождения (Восточно-Магнитогорская островная дуга. Южный Урал) // Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1997. 16 с.

Тесалина С.Г., Масленников В.В., Трофимов О.В. Особенности строения и состава залежи кластогенных руд Александринского медноколчеданного месторождения // Уральский минералогич. сборник, № 3. Миасс, 1994. С. 131 - 140.

Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы / Под ред. Ф.Баркера. М.: Мир, 1983. 488 с.

Угрюмов А.Н. Золоторудные месторождения джаспероидного типа как индикаторы процессов тектоно-магматической активизации // Тектоника Сибири. Т. 12. Иркутск, 1985. С. 144 - 149.

Угрюмов А.Н. Прогнозно-поисковый комплекс для золоторудных месторождений джаспероидного типа // Геология, поиски и разведка месторождений Урала. Свердловск: УГИ, 1987. С. 67 - 75.

Угрюмов А.Н. Джаспероидные месторождения золота (геология, условия размещения и формирования): Автореф. дисс. ... д-ра геол.- мин. наук. Екатеринбург, 1993. 37 с.

Угрюмов А.Н., Дворник Г.П. Серицит-микроклиновые метасоматиты Рябиновского щелочного массива (Центральный Алдан) // Докл. АН СССР. 1985. Т.280, №4. С. 191 - 193.

Фации метаморфизма / Н.Л.Добрецов, В.В.Ревердато, В.С.Соболев и др. М.: Недра, 1970. 432 с.

Ферштагер Г.Б., Бородин Н.С., Рапопорт М.С. и др. Орогенный гранитный магматизм Урала. Миасс, 1994. 247 с.

Фишман М.В. Гранитоиды Приосевой зоны Приполярного Урала в связи с проблемой эволюции магматизма подвижных поясов земной коры. Сыктывкар, 1971. 55 с.

Фишман М.В., Голдин Б.А. Фукситовые щелочные метасоматиты Севера Урала // Золото, платина и алмазы Республики Коми и сопредельных регионов. Сыктывкар: Геопринт, 1988. С. 20 - 21.

Формации титаномагнетитовых и железистокварцитовых месторождений. Железорудные месторождения Урала / А.М.Дымкин, В.Г.Фоминых, Ю.Д.Панков и др. Свердловск, 1981. 248 с.

Фролова Т.И., Бурикова И.В. Геосинклинальный вулканизм (на примере восточного склона Урала). М.: МГУ, 1977. 264 с.

Хоментовский В.В. Геологическое строение и история развития Восточно-Уральского антиклинория на Среднем Урале. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 72 с.

Чекваидзе В.Б., Исакович И.З., Милыева С.А. и др. Минералогическо-геохимические критерии поисков золотоносных кор выветривания на Северном Урале // Руды и металлы. 1995. № 5. С. 25 - 35.

Червяковский Г.Ф., Нечехин В.М., Мельникова Г.Б. Андезит-дацитовая формация Урала и ее металлогения // Ежегодник-1974/ Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1975. С. 60 - 61.

Червяковский С.Г. Геохимическая и металлогеническая специализация кислых вулканитов зоны рифтогенеза Урала // Петрология и рудообразование. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. С. 97 - 101.

Червяковский С.Г., Сазонов В.Н. О генетической связи кислого вулканизма и золотополиметаллического и полиметаллического оруденения на западном склоне Урала // Ежегодник-1981/ Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1982. С. 143 - 149.

- Червяковский С.Г., Сазонов В.Н., Сорока Е.И. Проблемные вопросы золотоносности рифтогенной зоны Приполярного Урала // Ежегодник-1994/ Ин-т геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург, 1995. С. 103 - 105.
- Черемисин А.А. Геолого-структурная позиция золоторудных месторождений в Урало-Тобольском поднятии // Тр. ЦНИГРИ, 1984. Вып. 201. С. 82 - 88.
- Черемисин А.А., Бородаевский Н.А. О зональности гидротермального метаморфизма на одном из рудных полей Урала // Метасоматические формации и фации. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979. С. 65 - 69.
- Чернышев О. Некоторые сведения о коренных месторождениях золота в Миасской даче // Зап. Минерал. о-ва. 1889. № 118. Серия II. С. 86 - 93.
- Чесноков Б.В. Эндогенная зональность Березовского рудного поля на Среднем Урале // Докл. АН СССР. 1973. Т. 210, № 4. С. 915 - 917.
- Шавкин Г.Н. Кочкарское месторождение // 200 лет золотой промышленности Урала. Свердловск: УФАН СССР, 1948. С. 342 - 355.
- Шер С.Д. К вопросу о классификации золоторудных месторождений по метасоматическим изменениям вмещающих пород // Тр. ЦНИГРИ. 1971. Вып. 96. Ч. 2. С. 3 - 16.
- Шер С.Д. Металлогения золота. М.: Недра. 1972, т.1. 296 с.; 1974, т. 2. 256 с.
- Шер С.Д. Эволюция типов и условий образования месторождений золота в геологической истории // Геол. рудн. месторожд. 1976. № 5. С 3 - 14.
- Шмидт А.И. Структура Южно-Куросанского рудного поля // Тр. ЦНИГРИ. 1960. Вып. 37. С. 123 - 146.
- Шмидт А.И. Возрастные соотношения серно-колчеданного и золотополиметаллического оруденения Куросанского рудного поля (Южный Урал) // Геол. рудн. месторожд. 1961. № 6. С. 27 - 40.
- Шмидт А.И. Соотношение колчеданного оруденения с процессами базальтоидного магматизма и зеленокаменного метаморфизма (на примере Учалинского и Куросанского районов Южного Урала) // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969. С.350 - 357.
- Штейнберг Д.С. Кедровское месторождение шеелита // Сов. геология. 1939. № 2. С. 85 - 89.
- Штейнберг Д.С. Месторождения Благодатные // 200 лет золотой промышленности Урала. Свердловск: УФАН СССР, 1948. С. 235 - 241.
- Штейнберг Д.С., Еремينا М.В. Новые данные по петрологии Волковского месторождения. Свердловск: УФАН СССР, 1965. 99 с.
- Штейнберг Д.С., Ронкин Ю.Л., Куруленко Р.С. и др. Rb - Sr возраст пород Шарташского интрузива и дайкового комплекса // Ежегодник - 1988/ Ин-т геологии и геохимии УрО АН СССР. Свердловск, 1989. С. 110 - 112.
- Шуб В.С., Баранников А.Г., Якушев В.М. Золотые россыпи Урала: новый подход // Геология и металлогения Урала. Книга 1. Екатеринбург: УГСЭ. 1998. С. 218 - 230.
- Щеглов А.Д., Говоров И.Н. Нелинейная металлогения и глубины земли. М.: Наука. 1985. 324 с.
- Щербakov Ю.Г. Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях. М.: Наука. 1967. 386 с.
- Щербakov Ю.Г., Пережогин А.Г. К геохимии золота // Геохимия. 1964. № 6. С. 518-526.
- Щербань И.П. Условия формирования низкотемпературных околорудных метасоматитов. Новосибирск: Наука. 1975. 200 с.
- Щербань И.П., Цой Р.В., Иванов И.П. и др. Околорудные метасоматиты Западного Узбекистана. М.: Наука, 1990.

Эйриш Л.В., Остапенко Н.С., Моисеенко В.Г. Токурское золоторудное поле: геология, геохимия, генезис (Амурская область, Россия). Хабаровск, 1998. 146 с.

Эшкин В.Ю. Самородное золото в хрусталеносной кварцевой жиле на Приполярном Урале // Зап. Всесоюзн. мин. об-ва, 1965, вып. 2. С. 203 – 204.

Эшкин В.Ю., Карякина Т.А., Богданова Г.Н. Эволюция кристаллов кварца и стадийность хрусталеобразования // Новые идеи в генетической минералогии. Л.: Наука, 1983. С. 82 – 87.

Юргенсон Г.А. Типоморфизм и рудоносность жильного кварца. М.: Недра, 1984. 150 с.

Юриш В.В., Федоров В.И., Книжник Е.И. Геодинамическая модель палеовулканизма и металлогения Казахстана // Металлогения складчатых систем с позиций тектоники плит. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. С. 113 – 120.

Язева Р.Г. Александринский рудный район // Медноколчеданные месторождения Урала: Геологические условия размещения. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. С. 195 – 199.

Язева Р.Г. Андезитоидный вулканизм Урала: Дисс. ... д-ра геол.-мин. наук. Свердловск, 1989. 337 с. (ИГГ УрО РАН).

Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Золото в магматических породах Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 1. С. 91 – 100.

Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Постколлизийный девонский магматизм Северного Урала // Геотектоника. 1993. № 4. С. 56 - 65.

Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Геология и геодинамика Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 204 с.

Язева Р.Г., Молошаг В.П., Бочкарев В.В. Геология Сафьяновского колчеданного месторождения (Средний Урал). Екатеринбург, 1992. 72 с.

Язева Р.Г., Пучков В.Н., Бочкарев В.В. Геодинамика и металлогения восточной палеоконтинентальной окраины и краевых вулcano-плутонических поясов Урала // Геодинамика и металлогения Урала. Свердловск, 1991. С. 43 - 45.

Яновский В.М. Блоковое строение Кочкарского рудного поля и его влияние на размещение оруденения // Вопросы геологии месторождений золота и золотоносных районов // Тр. ЦНИГРИ, 1972. Вып. 79. С. 81 - 89.

Ярош П.Я. Диагенез и метаморфизм колчеданных руд на Урале. М.: Наука, 1973. 237 с.

Baranov E.N., Shteinberg A.D., Karpukhina V.S. A genetic model and exploration criteria for buried massive sulphide deposits of the Verkhneursky area, Southern Urals, USSR. Stuttgart, E.S.V., 1988. P. 449 -460.

Blumstein E.I., Massingil G.L., Parrat R.L. et al. Discovery, geology and mineralization of the Rabbit Creek gold deposit, Humboldt country, Nevada // Proc. Symp.: Geology and ore deposits of the Great Basin. Geol. Soc. of Nevada and U.S. geol./ surv., Nevada, 1990. P. 821 - 843.

Blumstein E.I., Braginton B., Owen R. a. o. Geology and geochemistry of the Lone Tree gold deposit, Humboldt County, Nevada // Soc. for mining, metallurgy and exploration, inc. Preprint № 93-205. 1993. 23 p.

Bortnikov N.S., Vikentyev I.V., Sazonov Yu.G. et al. The Berezovsk giant gold deposit, Urals, Russia: Fluid inclusions and stable isotope studies // Proc. of 4-th biennial SGA meet. Turku, Finland, 1977. P. 223-227.

Boyle R.W. The geochemistry of gold and its deposits // Geol. Surv. of Canada. 1979. Bul 280. 584 p.

Coleman R.G. Serpentinities, rodingites and tectonic inclusions in Alpinetype mountain chains // Spec. Pap., 1963, №73. 49 p.

Gill J. Geochemistry of Viti Lovn, Fidji and its evolution as an island arc // Contr. miner. Petrol. 1970. v. 27. № 3. P. 179 - 203.

G u n i a P. Rodingitz serpentinitow oceanic mikolajowa (mosyw serpentynitowy Braszowico-Przeznica, Dony Slask) // Geol. Sudet PAN. 1986, v. 21, № 197 - 213.

G o o d w i n A.M. Archean protocontinental growth and mineralization. Can. Mining J. 1966. v. 87. № 5. P. 57 - 60.

H e d e n q u s t J.W., I z a w a E., A r r i b a s A., W h i t e N.C. Epithermal gold deposits: Styles, characteristics and exploration. 1966. Tokyo. Resurse geol., Spec. Publ., № 1. 70 p.

H e m l e y R.W. Solubility of gold in hydrothermal chloride solutions // Cem. Geol. 1973. Vol.1. № 2. P. 73 - 87.

H i r o f u m i M. Serpentinization reaction responsible for rodingite formation of the Ashidachi ultramafic complex, Southwest Japan // J. Jap. Assoc. Miner. Petrol and Econ. Geol. 1985, v. 80, №10. P. 413 - 424.

I l c h i k R.P., B a r t o n M.D. An amagmatic origin of Carlin-type gold deposits // Econ. Geol., 1997. v. 92. № 3. P. 269 - 288.

K a j i w a r a Y., K r o u s e H.R. Sulfur isotope partitioning in metallic sulfide systems // Canad. J. Earth sci. 1971. v. 8. № 11. P. 1397 - 1408.

K o r o t e e v V.A., B o o r d e r H., N e c h e u k h i n V.M., S a z o n o v V.N. Geodynamic setting of the mineral deposits of the Urals // Tectonophysics. 1977, v. 276. P. 291 - 300.

L i n d g r e n W. Metasomatic processes in fissure-veins // Am. Inst. Min. Eng. Trans/ 1901. v. 30. P. 578 - 692.

M e i n e r t L.D. Gold in skarn deposits // Proc. of the International Symp. of the Geochemistry of ore deposits. Stuttgart, 1988. P. 363 - 374.

M u r z i n V.V., S a z o n o v V.N., G r i g o r i e v N.A. et al. A genetic model for Carlin-type of gold ores in the Urals // Proc. of VIII YAGOD Symp. Stuttgart, 1993. P. 647 - 652.

M u r z i n V.V., S m i r n o v V.N., S a z o n o v V.N. et al. The gold mineralization related to gabbro-granitoid and tonalite-granodiorite magmatites: the Nev'yansk ore district, Central Urals // The eroded Uralian Paleozoic ocean to continental transition zone: granitoids and related ore deposits. Ekaterinburg. 2000. P. 35 - 38.

P h i l l i p s G.N., P o w e l l R. Link between gold provinces // Econ. Geol., v. 88. P. 1084 - 1098.

P r o k i n V.A., B u s l a e v F.P. Massive copper-zinc sulphide deposits in the Urals // Ore geology reviews, 1999. № 14. P. 1 - 69.

R a b c h e v s k y G.A. The tungsten industry of the USSR: U.S. Bureau of mines mineral issue. November 1988. 50 p.

R a d t k e A.S. Geology of the Carlin gold deposit, Nevada // U.S. Geol. Prof. Pap. N 1267. 1985. 124 p.

S a r H., D e f e r n e J. Les nouveaux mineraux des rodingites et leur signification dans le processus de rodingitisations // Atch. Ci., 1980, v. 33, № 2 - 3. P. 355 - 360.

S a z o n o v V.N., S m i r n o v V.N. The Shartash granitic pluton and Berezovsky gold deposit // The eroded Uralian Paleozoic ocean to Continent transition zone: granitoids and related ore deposits (excursion guide book). London. 2000. P. 2- 31.

S i l i t o e R.H., B o b h a m H.F. Sediment-hosted gold deposits: distal products of magmatic-hydrothermal systems // Geology, 1990. v. 128. P. 157 - 161.

S p o o n e r E.T.C. Cu-pyrite mineralization and sea water and sea-water-oceanic crust interaction // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. v. 3. № 2. P. 167 - 174.

T h e o d o r e T.G., O r r i s G.J., H a m m a r s t r o m J.M. a. o. Gold-bearing skarn // U.S. Geol. Survey Bull. 1930. 1991. 61 p.

В промежутке между выходом в свет первого и второго изданий нашей монографии опубликованы две книги - сводки (Прокофьев, 2000; Константинов и др., 2000). Первая из них посвящена характеристике рудообразующих флюидов гидротермальных золоторудных месторождений различных генотипов (базируется на данных изучения индивидуальных флюидных включений в минералах), а вторая - золоторудных месторождений-гигантов. Представляется естественным наше желание посмотреть на материалы по уральским золоторудным месторождениям через призму "свежих" данных, сосредоточенных в указанных обобщающих работах.

Выделенные нами мало- (до 1,8 км), средне- (1,8 - 4,5 км) и глубинный (> 4,5 км) типы золотого оруденения на Урале на основе геологических, минералого-геохимических критериев, а также данных по оценке глубинности формирования золоторудных объектов региона с помощью кальцит-доломитового термобарометра (Таланцев, 1981) нашли в работе (Прокофьев, 2000) обоснование с физико-химических позиций в виде выделения открытой (объекты первого типа), полуоткрытой (объекты второго типа), закрытой (объекты третьего типа) гидротермальных систем. Кстати, в сводке (Константинов и др., 2000) использован принципиально такой же подход при выделении типов золоторудных месторождений по глубине их образования.

Наиболее сложным является рудообразование в условиях полуоткрытой гидротермальной системы, так как она отличается наиболее широкими вариациями РТ-параметров. Эта система, развиваясь, становится то закрытой, то открытой. Это в результате приводит к телескопированию оруденения и сопряженных околорудных метасоматитов. Последнее нами проиллюстрировано на примере Астафьевского месторождения, отличающегося комплексной минерализацией и совмещенностью в пространстве околорудных метасоматитов различных формаций - кварц-серицитовый, березит-лиственитовый, иногда и аргиллизитовый.

РТХ-параметры указанных выше гидротермальных систем существенно перекрываются. Однако они достаточно значительно различаются для их ранних, наиболее высокотемпературных стадий (Прокофьев, 2000). Этот вывод подтвержден уральскими материалами и многочисленными данными по золоторудным объектам, включая месторождения-гиганты, других регионов (Константинов и др., 2000). Причем в последней работе (Константинов и др., с. 254) показано, что крупные месторождения возникают в связи с гидротермальными системами всех трех типов и что для формировавших их флюидов характерен большой разброс ТХ-параметров, вызванный, скорее всего, значительным числом стадий рудообразования и большой длительностью периода рудоотложения.

Теперь попытаемся сопоставить типоморфные черты крупных (включая гигантские) золоторудных объектов России и мира с таковыми уральских. Главнейшими из них являются следующие (Константинов и др., 2000*):

- дискретность в геологическом времени, наличие эпох рудоконцентрирования (полностью подтверждается на Урале, где золото является "сквозным" элементом, максимально сконцентрированным в геологических образованиях островодужной геодинамической обстановки и активной континентальной окраины);
- наличие длительного рудоподготовительного этапа (уральские полихронные, полиформационные Au объекты формировались в течение 40-60 млн лет, Воронцовское, Светлинское месторождения и др.);
- гетерогенность источников флюидов и рудного вещества (для уральских крупных золоторудных объектов прожилково-вкрапленного типа установлены три типа таких источников - мантийный, коровый (магматический, гранитоидный в широком смысле), а также вмещающие породы;

* В этой работе не рассматриваются месторождения колчеданного семейства, среди которых на Урале имеются гиганты по запасам золота, а также золотоскарновые.

- контроль разломами различной природы (на Урале значительные концентрации золота прожилково-вкрапленного типа приурочены к шовным зонам).
- наличие рудоподготовительного этапа в виде образования небогатого Au оруденения прожилково-вкрапленного типа (для уральских месторождений шовных зон это бедная золоторудная гидротермальная минерализация в связи с вулканогенно-осадочным и метаморфическим процессами, месторождения Авзян, Светлинское и др.);
- полиметалльный состав литогеохимического ореола (на уральских Воронцовском и Светлинском месторождениях интегрально совмещены разновременные золотосопутствующие элементные ассоциации);
- наличие глубинных линз "базификации", проявленных на уровне рудоотложения сериями даек основного состава (последние зафиксированы на всех скольконибудь значительных золоторудных объектах Урала);
- значительный вертикальный интервал развития промышленного оруденения (на уральских крупных месторождениях Au этот параметр достигает 1 - 2 км);
- "золотоуглеродистые" золоторудные месторождения размещаются над флангами крупных линз разуплотнения на мезоабиссальном уровне коры (такие зоны на Урале, в частности в зоне развития рифейского рифтогенеза, не выявлены, чем, видимо, обуславливается малая перспективность региона на "черносланцевый" тип золотооруденения).

Таким образом, уральским золоторудным месторождениям, в особенности крупным (по региональным меркам; кстати, границы крупных и уникальных месторождений по запасам и другим параметрам в работе К.К.Константинова с соавторами не приводятся), свойственны практически все типоморфные черты (размещения, формирования, преобразования и др.), характерные для крупных месторождений вообще. Это, с нашей точки зрения, является существенным дополнительным (к приведенным в нашей работе) фактором, позволяющим оптимистически оценивать перспективы региона по золоту.