

УФИМСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ
МИНИСТЕРСТВО ОБЩЕГО И ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО
ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
УФИМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ НЕФТЯНОЙ
ТЕХНИЧЕСКИЙ
УНИВЕРСИТЕТ

М. В. Рыкус, В. И. Сначев

Золото западного склона Южного Урала

УФА 1999

УДК 553.411:550.42

Рыкус М. В., Сначев В. И. Золото западного склона Южного Урала/УНЦ РАН, Уфа, 1999, 170 с.

В монографии приведены новые данные по золотоносности рифейских осадочных толщ западного склона Южного Урала, показана золотоконцентрирующая роль сульфидно-углеродистых отложений, обоснована гидротермально-метаморфогенная природа оруденения, его приуроченность к сдвиго-надвиговым и складчатым структурам. На формационной основе проведена типизация золоторудных объектов, выявлены их основные морфолого-генетические особенности. Разработана качественная модель рудообразования, предполагающая неоднократную экстракцию золота из вмещающих пород в процессе лито- и тектогенеза.

Впервые для рассматриваемого региона обсуждается проблема перспектив нетрадиционных типов золотого оруденения.

Книга может быть полезной специалистам, изучающим золоторудные объекты складчатых областей.

Научный редактор: к.г.-м.н. К. А. Уразаев.

Рецензенты: главный геолог тематической партии УКГРЭ
"Уралзолоторазведка" В. Н. Никонов;
кафедра геологии НГМ УГНТУ.

© Рыкус М.В., Сначев В.И.

ВВЕДЕНИЕ

Присутствие золота в осадочных отложениях западного склона Южного Урала (ЗСЮУ) известно уже давно; есть и явные свидетельства добычи золота в прошлом. В последние два десятилетия изучение золотоносности древних отложений велось весьма интенсивно, но было малорезультативным. До сих пор нет надежных поисковых критериев золотоносности и как следствие, за все эти годы не открыто ни одного промышленного объекта. Между тем, довольно широкое распространение золоторудной минерализации на площади Башкирского поднятия, характеризующегося разнообразием геологического строения, полициклическостью и многоэтапностью развития, является важным свидетельством широких потенциальных возможностей выявления промышленных месторождений золота различных генетических типов.

До настоящего времени, в условиях односторонней ориентации на эндогенное оруденение, особенно жильное, оказались почти совершенно не изученными на золото отложения терригенно-осадочных комплексов. Геохимический анализ этих малоизмененных отложений и установление закономерностей распределения в них золота помимо вполне вероятных практических результатов значительно облегчил бы изучение и познание золотоносности их сильно измененных возрастных аналогов. Необходимость проведения такого анализа определяется наличием надкларковых содержаний золота на многих уровнях стратотипического разреза рифея от Тараташского антиклинория на севере до Ямантауского антиклинория на юге. Так, в айской свите повышенной золотоносностью характеризуются аркозовые грубозернистые песчаники липовской подсвиты; высокие содержания золота известны в раннерифейских полимиктовых конгломератах, представляющих собой продукты разрушения тараташского комплекса. В саткинской свите золотоносны сидериты и бурые железняки в зоне Юрюзано-Зюраткульского разлома. Золото обнаружено также в рассланцованных углеродистых доломитах, содержащих сульфидную минерализацию. В Ямантауском антиклинории целый ряд золоторудных проявлений известен в доломитизированных известняках лапыштинской подсвиты суранской свиты, терригенно-углеродистых отложениях зигазино-комаровской и юшинской свит, терригенно-карбонатных и кар-

бонатных образованиях авзянской и катавской свит. Такое многообразие золоторудной минерализации уже сейчас требует создания ее строгой генетической систематики на формационной основе, выяснения общих закономерностей локализации золотого оруденения в зависимости от крупных структурных элементов, стратиграфо-литологических особенностей пород, магматизма и метаморфических преобразований.

Область наших исследований охватывает главным образом южную часть региона (Ямантауский антиклинорий) в пределах Авзянского золоторудного района. Анализ геологических материалов показывает, что этот район, расположенный в зоне влияния многочисленных разрывных нарушений, насыщенных дайковыми телами габбро-диабазовой формации, является наиболее благоприятным для решения вопросов распределения, миграции и концентрации золота в докембрийских породах.

Здесь известны небольшие коренные проявления золота, которые многими исследователями считаются постмагматическо-гидротермальными образованиями, генетически связанными с нескрытыми интрузивными массивами. Однако при изучении золоторудной минерализации нами получены новые данные, [73, 75, 77] свидетельствующие о ее существенном отличии от типичных постмагматических объектов. Выявляется прежде всего важная роль процессов динамометаморфизма— складчатых и разрывных деформаций в размещении и образовании золоторудных зон и сопряженных с ними рудоносных метасоматитов. Устанавливается синхронность проявления динамометаморфизма и золотообразования, обусловленных, по видимому, одной и той же причиной— участием гидротерм метаморфогенного генезиса, циркулирующих в приразломных зонах с благоприятными структурными условиями; все это позволило нам высказать и обосновать предположение о метаморфогенно-гидротермальном генезисе золоторудной минерализации в рифейских осадочных толщах.

Кроме того, в разрезе Авзянского рудного района на различных уровнях присутствуют углеродсодержащие терригенные и карбонатно-терригенные отложения, а также мощные, выдержанные по простиранию толщи конгломератов; с подобными отложениями в различных регионах мира, как известно, связаны крупные скопления золота, что делает актуальной постановку не только чисто научных задач по исследованию и типизации названных отложений, но и вызывает необходи-

мость их тщательного металлогенического анализа и прежде всего на благородные металлы.

Основной целью проведенных исследований было выяснение золотоносности песчано-сланцевых толщ и содержащейся в них сульфидной минерализации; определение региональной структурной позиции рудопоявлений золота, роли разрывных и складчатых структур в локализации оруденения, характера эпигенетических изменений, сопутствующих рудоотложению.

Перечень указанных задач определялся в первую очередь их важностью для выяснения типоморфных черт оруденения, которые необходимы не только для разработки поисковых критериев, но и для создания качественных моделей докембрийского золотообразования— наиболее дискуссионной и слабо изученной металлогенической проблемы в ранней истории Южного Урала.

В немногочисленных современных публикациях по металлогении западного склона Южного Урала [4, 40, 54, 84] проблема золотоносности освещена лишь в самых общих чертах. В вышедшей недавно монографии "Золото Урала" [82], также нет систематических сведений по золоторудным объектам рассматриваемого региона. Настоящая работа представляет самостоятельное значение; в ней обобщены данные геолого-поисковых и тематических исследований и впервые для западного склона Южного Урала на оригинальных материалах рассмотрена перспективность нетрадиционного для этого региона типа золотого оруденения— кварц-сульфидной золотосодержащей минерализации, приуроченной к интенсивно дислоцированным черносланцевым комплексам в зонах региональных разломов. Полученный сравнительный материал существенно дополняет наши представления об эндогенном золотообразовании и позволяет в свою очередь подойти к обсуждению главных вопросов металлогении золота, что имеет не только общетеоретическое, но и непосредственное прикладное значение.

В рамках поставленной проблемы намеченные задачи решались на основании личных полевых наблюдений авторов, включавших маршрутные исследования, картирование доступных горных выработок и просмотр керн буровых скважин. Особенности химического состава осадочных отложений выявлялись с помощью расчета генетических модулей [96, 99], несущих информацию об условиях осадконакопления и последующих постседиментационных преобразованиях. Определение малых элементов в породах выполнено атомно-абсорбционным и

спектральным методами; золота — пробирным и нейтронно-активационным методами. Пробность золота и его геохимические особенности изучались с помощью высокочувствительного микрозонда с использованием эталона.

При проведении полевых исследований существенную помощь в сборе первичных материалов оказали сотрудники лаборатории "Изотопной геологии и рудных месторождений" Института геологии УНЦ РАН Савельев Д. Е., Грицук А. Н., Насибуллин Р. А.; ими же проведена подготовка проб на различные виды анализов, а также выполнена компьютерная верстка и оформление данной работы. Всем им мы выражаем глубокую благодарность.

ГЛАВА 1. ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Западный склон Южного Урала, расположенный между краевым и внутригеосинклинальным прогибами Уральской складчатой области представляет собой крупную положительную структуру сложного строения, заложившуюся на периферии неоднократно переработанного фундамента протерозойского континента. Это пограничная зона между герцинским Уралом и Русской платформой, черты строения которой и металлогенический облик определялись совместным влиянием двух обрамляющих ее структур с различным стилем геологического развития. По современным данным [3, 17, 31] западный склон Южного Урала традиционно подразделяется на три крупнейшие зоны: Башкирский мегантиклинорий, Зилаирский синклинорий и Уралтауский антиклинорий (рис. 1).

1.1. ОСНОВНЫЕ ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Башкирский мегантиклинорий— горстообразная асимметричная структура западное крыло которой на всем протяжении сложено палеозойскими осадочными отложениями доорогенного этапа развития, смятыми в крутые приразломные складки, а большая, центральная часть, представляет собой область преимущественного развития докембрия. На западе мегантиклинорий граничит с Предуральским прогибом вдоль зоны разломов взбросо-надвигового типа, на востоке— непосредственно с зоной Главного Уральского разлома, Зилаирским синклинорием и зоной Уралтау.

В пределах Башкирского мегантиклинория хорошо проявлена линейность в ориентировке геологических структур и их блоковое строение. Границами блоков обычно служат крупные разрывные нарушения общеуральского направления, делящие регион на систему положительных и отрицательных структур: Алатауский, Тараташский, Ямантауский, Уфалейский, Таганайско-Иремельский, Белорецкий антиклинории и Инзерский синклинорий [3]. Некоторые исследователи [28] рас-

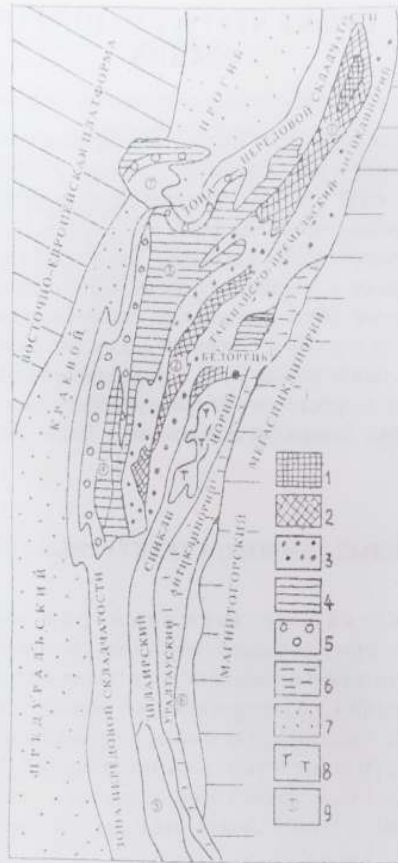


Рис. 1. Схема структурного районирования западного склона Южного Урала [3,28]

1 — гранито-гнейсы тараталского комплекса; 2-7 — осадочные и вулканогенные комплексы: 2 — раннерифейский, 3 — среднерифейский, 4 — позднерифейский, 5 — вендский, 6 — рифейско-палеозойский, 7 — пермская моласса; 8 — гипербазиты массива Крава; 9 — структуры: 1 — Тараталский антиклинорий, 2 — Ямаутский антиклинорий, 3 — Инзерский синклинорий, 4 — Алтауский антиклинорий, 5 — Саймарская структурно-формационная зона, 6 — Присаюмарская структурно-формационная зона, 7 — зона Каратау.

смаатривают линейные блоки в качестве тектонических пластин, ограниченных плоскостями надвигов с амплитудами перемещения 10-15 км. В таком понимании современное строение Башкирского мегантиклинория может быть представлено как сочетание нагроможденных друг на друга пакетов шарьяжных пластин, переместившихся с востока на запад.

По другим данным [22] разломный каркас региона определяется субпараллельными взбросо-надвиговыми нарушениями северо-восточного и меридионального простираний с крутыми восточными и западными падениями сместителей (60-70°). По этим разломам отмечаются левосторонние и правосторонние сдвиговые перемещения в юго-юго-западном направлении с горизонтальными амплитудами около 25 км. Эта система разломов относится к категории долгоживущей с наиболее ранними проявлениями движений в позднепротерозойскую эпоху и последующим неоднократным их подновлением вплоть до послераннекаменноугольного времени. Более мелкие разрывные нарушения, судя по геолого-геофизическим данным, характеризуются теми же закономерностями в ориентировке сместителей и направлении перемещений, что и основные разломы.

Складчатые структуры допалеозойского этапа развития, участвующие в строении линейных блоков, по заключению А. А. Пронина [58] имеют куполовидное и брахиформное строение, что свидетельствует о вялом проявлении тектонических движений этого времени и подчеркивает их платформенный характер. В пределах сместителей крупных взбросов и надвигов проявлена более напряженная складчатость приразломного типа, часто асимметричная с запрокидыванием к западу. Складчатость этого типа охватывает, по-видимому, широкий возрастной диапазон, включая и рифейскую эпоху, хотя надежно распознаются главные складчатые деформации, обусловленные в основном герцинским диастрофизмом. В складчато-блоковом строении Башкирского мегантиклинория проявлена отчетливая широтная зональность, заключающаяся в усилении в восточном направлении интенсивности тектонических процессов и усложнении геологических структур.

Зилаирский синклиорий— область интенсивного осадконакопления герцинского геосинклинального цикла, ограниченная в современной структуре с запада и востока разрывными нарушениями взбросо-надвигового типа. Его северное замыкание проходит на

широте г. Белорецка, южнее которого синклиний отделяет допалеозойские образования Башкирского поднятия от Уралтауской зоны, а к югу от широтного течения р. Белой он граничит с отложениями Предуральского краевого прогиба.

Внутреннее строение синклиния осложняют два крупных поднятия в его северной и южной частях— соответственно Кракинское и Сакмарское, рассматриваемые некоторыми исследователями [31] в качестве горстообразных структур или выделяемые в ранге самостоятельных структурно-формационных зон [50, 61]. Своеобразием этих поднятий является необычное для остальной части синклиния сочетание в них мощных толщ вулканитов и осадков эвгеосинклинального, субплатформенного и миогеосинклинального типов, находящихся в сложных взаимоотношениях. Это позволило М. А. Камалетдинову [28] обосновать покровное строение Зилаирского синклиния и рассматривать Кракинский и Сакмарский гипербазитовые массивы как краевые офиолитовые аллохтоны, перемещенные через зону Уралтау из Магнитогорского мегасинклиния.

Структурные данные, полученные Г. С. Сенченко [50, 83] для крупнейших складчатых и разрывных дислокаций, также свидетельствуют о своеобразии общей тектонической структуры региона, отличной от таковой Башкирского мегантиклинория. Прежде всего это проявляется в широком развитии линейных геосинклинальных складок разных порядков, часто изоклинальных с отчетливо выраженной в широтном направлении двойной вергентностью— осевые плоскости складок противоположных бортов Зилаирского синклиния имеют встречные падения и направлены к его центральной части.

Таким же своеобразным строением обладают и сопряженные со складками надвиговые пластины— вдоль всего Кракинского поднятия на восточном и западном крыльях синклиния закартирована серия надвиговых разрывов, падающих под гипербазитовые массивы Крака [50, 61], а в Сакмарском поднятии подобная картина с центриклинальным расположением сместителей надвигов зафиксирована И. Б. Серавкиным [85] в пределах Блявинской и Утягуловской структур. Все это достаточно обосновано свидетельствует о формировании Кракинского и Сакмарского аллохтонов внутри самой Зилаирской зоны в период ее сжатия, сопровождающегося симметричным выдавливанием океанической коры на края исчезающего прогиба.

Уралтауский антиклинорий— располагается между Главным Уральским разломом и Зилаирским синклинорием, прослеживаясь в долготном направлении непрерывной полосой от с. Кирябинское до Мугоджар. До недавнего времени зона Уралтау выделялась на всех геологических картах как допалеозойская (рифей-вендская) структура асимметричного строения с пологим западным и крутым восточным крыльями, состоящая из сочетания крупных брахиформных складок, осложненных более поздней изоклиальной вторичной складчатостью [31]. В последнее время в связи с новыми находками фауны [24] эта зона трактуется как ранне-среднепалеозойская; ее главными структурными элементами считаются дислокации чешуйчато-надвигового характера, повсеместно сопровождаемые интенсивной принадлежной складчатостью, рассланцеванием и будинированием пород, а местами и развитием зон меланжа и милонитизации.

Слагающие Уралтауский антиклинорий максютовский и суваянский метатерригенные комплексы имеют тектонические соотношения и на всем своем протяжении разделены пологим Янтышевско-Юлукским надвигом западного падения. Восточное крыло антиклинория по-видимому перекрыто надвинутыми по Главному Уральскому разлому толщами палеоокеанического сектора, представленными на поверхности в зоне динамического влияния разлома мощной полосой развития тектонических брекчий, милонитов и бластомилонитов [48].

В отличие от Зилаирского синклинория отложения Уралтауской зоны интенсивно метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации, а вдоль его восточной краевой части породы максютовского комплекса затронуты метаморфизмом высоких давлений, что позволило выделить здесь фрагмент высокобарического эклогит-глаукофан-сланцевого пояса, маркирующего коллизионно-шовную зону герцинской геосинклинали.

1.2. КРАТКИЙ ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

В современной структуре западного склона Южного Урала, сформированной в основном к концу герцинского цикла, отчетливо распознаются три структурных этажа [94]: архейско-раннепротерозойский (дорифейский), рифейско-кембрийский и палеозойский (без кембрия),

отвечающие крупнейшим этапам тектонического развития региона со свойственными им наборами формационных комплексов отложений и геодинамическими обстановками.

Отложения **архейско-раннепротерозойского** этажа образуют немногочисленные выходы на дневную поверхность в пределах Тараташского и Александровского массивов Башкирского мегантиклинория, где они слагают одноименные комплексы метаморфических пород. Радиологические данные о возрасте тараташского гранулитового комплекса (2,7 млрд. лет), а также особенности состава слагающих его глубокометаморфизованных первично-магматических (плагиогнейсы, кристаллосланцы, амфиболиты) и осадочных (кварциты, биотитовые гнейсы) отложений, позволяют сопоставлять этот комплекс с карелидами Восточно-Европейской платформы [45] и считать, что вся западная мегазона Южного Урала, вплоть до Главного Уральского разлома развивалась на древней континентальной коре погружающегося к востоку кратона.

Породы **рифейско-кембрийского** этажа, в основном его рифейско-вендские отложения, слагают Башкирский мегантиклинорий и с момента выхода работ Н. С. Шатского выделяются здесь в качестве верхнепротерозойского стратотипа, включающего полные и хорошо изученные разрезы нижнего, среднего и верхнего рифея в составе бурзянской, юрматинской и каратауской серий. Каждая серия, состоящая из нескольких согласно залегающих свит, по единодушному мнению многих исследователей [32, 33, 38, 91], представляет собой полный седиментационный цикл, завершающийся перерывом в осадконакоплении и частичным размывом выходящих на дневную поверхность осадков. В типовых разрезах осадочных циклов наблюдается трехкратное повторение стандартных по набору и последовательности формационных комплексов, начинающихся грубообломочными молассоидами и субщелочными вулканитами и заканчивающихся тонкозернистыми терригенными и терригенно-карбонатными осадками.

Причиной цикличности рифейского осадконакопления являлся, по мнению С. Н. Иванова [27, 94] рифтогенный режим развития земной коры этого времени, а неоднократное повторение осадочных последовательностей в разрезе было вызвано повторяющейся активизацией рифтогенных процессов, всякий раз сопровождаемых возникновением контрастных форм рельефа и денудацией пород предыдущего осадочного цикла.

В наиболее полном виде рифтогенно-депрессивная последовательность осадконакопления проявлена для бурзянской серии, открывающей первый осадочный цикл рифейского стратотипа. Базальные слои айской свиты раннего рифея, представленные конгломератами, гравелитами и грубозернистыми песчаниками с прослоями лав трахибазальтов несогласно залегают на метаморфических образованиях тараташского комплекса архейско-раннепротерозойского структурного этажа. Выше по разрезу эта типичная грабеновая ассоциация пород сменяется толщами алевролитов, глинистых сланцев, доломитов и известняков. Отложения бурзянской серии, сочетающие в себе черты континентальных и мелководных морских осадков прорваны Бердяушским массивом гранитов-рапакиви, которые завершают раннерифейский этап внутриконтинентального рифтогенеза.

В образованиях юрматинской серии грабеновые формации и вулканизм контрастной риолит-базальтовой ассоциации хорошо проявлены для машакской свиты, базальные горизонты которой трансгрессивно с перерывом и несогласием ложатся на подстилающие раннерифейские толщи. Здесь, как и в предыдущем седиментационном цикле разрез начинается с континентальных валунных и крупногалечных конгломератов, переслаивающихся с песчаниками и завершается углеродисто-глинистыми и карбонатными осадками бассейнового типа.

В позднем рифее характер осадконакопления несколько меняется. В основании каратауского седиментационного цикла широко распространены мощные толщи аркозовых и кварцевых песчаников, а также гравелитов при полном отсутствии рифтогенных вулканитов. Пласты и линзы конгломератов имеют редуцированную мощность, значительно меньшие, чем в разрезах бурзяния и юрматиния, размеры обломков гравийно-галечного материала и относятся к внутрiformационным образованиям, тяготеющим к основанию косослоистых аллювиальных пачек [43]. В конце позднего рифея накапливались в основном карбонатные толщи с широким развитием строматолитовых разностей известняков.

Общая мощность рифейских отложений в Башкирском мегантиклинории достигает 12 км; выше с перерывом и несогласием залегают вендские молассоиды ашинской серии, представленные аркозовыми, кварцевыми и полимиктовыми песчаниками с прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов.

К концу рифейско-кембрийского этапа развития почти вся территория Южного Урала, судя по слабой сохранности кембрийских осадков и их незначительной мощности [94] была охвачена поднятием, наступившим после вендских деформаций земной коры. Кембрийские отложения, представленные археоциатовыми известняками, известны лишь на небольшой площади в Сакмарской зоне, где они слагают тектонические блоки или олистолиты среди ранне-среднепалеозойских образований [59].

Отложения **п а л е о з о й с к о г о** этажа представлены в основном двумя фациальными типами разрезов— шельфовым, существенно карбонатным и батиальным, глинисто-кремнистым— свойственными соответственно западной, Бельско-Елецкой и восточной, Зилаиро-Лемвинской структурно-фациальным зонам [45, 59].

Разрез раннего ордовика начинается с мощных терригенных осадков грабенового комплекса, представленных в южной части западного склона оренбургского Урала (Сакмарская зона) конгломератами и песчаниками кидрясовской свиты [26, 59, 85]. Выше следуют мелководные известняки и доломиты среднего ордовика-девона, накапливающиеся в Бельско-Елецкой шельфовой зоне и синхронные им глубоководные глинисто-кремнистые, углеродисто-глинисто-кремнистые и граптолитовые сланцы Зилаиро-Лемвинской зоны, представлявшей в палеозое материковый склон пассивной окраины Восточно-Европейского континента [45, 59]. В карбоне в западной зоне продолжали накапливаться мелководные зоогенные известняки, а в восточной зоне формировалась зилаирская серия фаменско-турнейского грауваккового флиша; завершается разрез верхнего структурного этажа морскими и континентальными пермскими молассами Предуральского краевого прогиба.

1.3. ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЗМА И МЕТАМОРФИЗМА

Магматизм западного склона Южного Урала проявлен как в эффузивной, так и в интрузивной формах и характеризуется широким возрастным диапазоном и большим разнообразием состава его продуктов. Основные проблемы развития магматизма, его главные возрастные рубежи, а также возможные геодинамические обстановки неоднократно

обсуждались в печати и обобщены в целом ряде публикаций [2, 3, 5, 51, 94]. Результаты исследований последних лет, включающие новые геохимические данные и радиоизотопные определения, показывают, что история магматизма осадочного чехла этого крупного региона охватывает две основные эпохи— рифейско-кембрийскую, отвечающую периоду рифтогенного развития Уральской складчатой области и палеозойскую, соответствующую ее собственно геосинклинальному циклу.

В рифейских осадочных комплексах вулканогенные образования играют подчиненную роль, локализуясь в основании разрезов бурзяния (навышский комплекс айской свиты) и юрматиния (машакская свита). Среди них распространены трахибазальты, толеитовые базальты, риолиты и субвулканические тела преимущественно основного состава, выделяемые в базальтовую и контрастную риолит-базальтовую ассоциацию. По целому ряду признаков [51, 94] и прежде всего петрохимическому составу— высоким содержаниям титана, щелочей, фосфора, обогащенностью легкими лантаноидами и фтором— эти породы ближе к континентальным рифтовым разностям, чем к геосинклинальным образованиям. Офиолитовые комплексы в рифейско-кембрийских разрезах западного склона Южного Урала отсутствуют, а plutонические ассоциации, представленные в основном габброидами, в том числе и их расслоенными массивами, также имеют типично платформенные или рифтогенные петрогеохимические характеристики. Небольшие тела гранитоидов, синхронные с главными рубежами седиментационных циклов по своим палеотектоническим режимам становления ближе к стабильным консолидированным структурам, чем к орогенным гранитам завершающих тектономагматических стадий геосинклиналей. Е. Е. Милановский [45] считает, что позднебайкальские деформации сжатия на Южном Урале не сопровождались формированием орогенных гранитоидов, а граниты-рапакиви известного Бердяшского массива, занимающие пограничное положение между бурзянской и юрматинской сериями рифейского стратотипа сходны с таковыми ранних стадий развития древних платформ.

По возрастному признаку, структурным особенностям и химическому составу палеозойский магматизм западного склона Южного Урала в представлении большинства исследователей отвечает двум главным этапам— предгеосинклинальному или рифтогенному, охватывающему кембрийско-ордовикский структурный ярус и собственно

геосинклинальному, слагающему верхний силурийско-каменноугольный структурный ярус.

Последовательность развития эффузивного магматизма в наиболее полном виде может быть прослежена на примере детально изученных и хорошо обнаженных разрезов палеозоя Сакмарской и Кракинской зон Зилаирского синклинория. Согласно данным И. Б. Серавкина [85] в Сакмарской зоне можно выделить вулканогенные комплексы кембрия-среднего девона в составе следующих формаций: карбонатно-терригенно-трахибазальтовой (кембрий-нижний ордовик), трахибазальтовой (нижний и средний ордовик), кремнисто-терригенно-базальтовой (силур-нижний девон), базальт-андезит-риодацитовой и риодацит-базальтовой (средний девон), образующих закономерный ряд, характеризующий смену континентального рифтогенеза различными стадиями геосинклинальной геодинамической обстановки.

Близкая модель эволюции магматизма, включающая начальный и последующие режимы геосинклинального развития региона была предложена В. В. Радченко и А. В. Клочихиным [61], а также И. Б. Серавкиным [85] и для Кракинской зоны, что наряду с установленной фациально-генетической и пространственной сопряженностью вулканогенных и терригенных толщ этих двух зон и общей палеогеодинамической обстановкой их формирования, позволило выделить здесь единый Кракинско-Медногорский палеовулканический пояс.

Метаморфические процессы, как следует из современных данных, в целом совпадая с главными эндогенными режимами развития региона, протекали многократно на протяжении длительного времени и принадлежат к различным генетическим типам. Сложный характер метаморфических изменений, вызванный их многоэтапностью и конвергентностью в ряде случаев не дает однозначного ответа о времени и масштабах проявления этих изменений и не всегда позволяет уверенно диагностировать их генетическую принадлежность. Тем не менее, в работах большинства исследователей [3, 5, 29] приводятся достаточно обоснованные сведения о проявлении в рифейских отложениях следующих типов метаморфизма: 1) ката- метагенетические изменения, охватывающие осадочные толщи рифея в западной части Башкирского мегантиклинория. По характеру это метаморфизм погружения со слабо проявленной вертикальной зональностью, разнофациальные продукты которого в целом совпадают с границами стратиграфических подраз-

делений доордовикского разреза; 2) зональный метаморфизм от зеленосланцевой до амфиболитовой и эклогитовой фаций, развитый в рифей-вендских отложениях белорецкого комплекса восточной части Башкирского мегантиклинория. Границей, разделяющей глубоко метаморфизованные и слабо измененные допалеозойские толщи служит Юрюзано-Зюраткульский региональный надвиг восточного падения. Возраст метаморфизма, определенный по слюдам калий-аргоновым методом соответствует позднему венду; 3) приразломный метаморфизм (динамометаморфизм), затрагивающий разновозрастные толщи рифейского стратотипа и проявленный в зонах крупнейших разломов надвигового и взбросового типов на уровне зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. По данным В. Н. Пучкова [60] главный этап деформаций, вызвавший значительные динамотермальные преобразования осадочных пород проявился в вендское время и также как и зональный метаморфизм был обусловлен позднепротерозойскими орогеническими движениями земной коры, охватившими восточную часть Башкирского мегантиклинория.

1.4. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О МЕТАЛЛОГЕНИИ

Металлогения западного склона Южного Урала рассматривается большинством исследователей с позиции рифтогенно-депрессионного развития этой области, испытавшей неоднократную смену тектонических режимов, сопровождающуюся значительными структурными преобразованиями земной коры, проявлениями разнотипного магматизма и метаморфизма и как следствие разнообразным эндогенным оруденением.

В типовых схемах металлогенического районирования [41, 55, 56, 57, 73], основанных на геолого-историческом подходе, в развитии Западно-Уральской металлогенической провинции выделяются дорифейская (архейско-раннепротерозойская), рифейско-кембрийская и палеозойская металлогенические эпохи, соответствующие одновозрастным им тектоно-магматическим циклам.

Наиболее ранняя дорифейская металлогеническая эпоха, отвечающая протогеосинклинальному режиму развития нижнего структурного этажа [48], представлена преимущественно железорудным метаморфогенным оруденением, приуроченным к тектоническим блокам и выступам карельского платформенного фундамента. Это оруденение известно в пределах Тараташского блока где среди кристаллических сланцев и плагиогнейсов присутствуют магнетит-гематит-кварцевые и магнетит-пироксен-кварцевые руды (магнетитовые кварциты) месторождений Радостное, Куватальское и Магнитный Ключ.

Рифейско-кембрийская металлогеническая эпоха включает структурно-вещественные комплексы рифтогенного и активизационного режимов развития земной коры. Для первого из них характерно преобладание седиментационных процессов при резко подчиненной роли магматизма. Оруденение представлено преимущественно стратиформными и стратифицированными месторождениями различного минерального состава [48, 56, 57]: 1) первично-сидеритовыми рудами бакальского и зигазино-комаровского типов, образующими согласные или субсогласные пластовые тела среди глинистых, углеродистоглинистых и песчанистых отложений прибрежно-морских фаций; 2) свинцово-цинковой минерализацией пластообразной формы, приуроченной преимущественно к доломито-известняковым толщам регрессивных седиментационных циклов юрматинской и каратауской серий; 3) пластовыми залежами баритовых руд в отложениях айской, авзянской и зильмердакской свит; 4) магнезитами саткинского типа, залегающими среди доломитов бурзянской и юрматинской серий.

С отложениями трансгрессивных терригенных фаций рифейских седиментационных циклов известны небольшие проявления золота в конгломератах айской свиты, а также древние циркон-рутиловые залежи в песчаниках зильмердакской свиты.

Металлогения активизационного режима определяется образованием широкой гаммы полезных ископаемых магматогенного, постмагматического и метаморфогенного типов. По имеющимся данным [4, 48, 73] решающую роль в формировании промышленных концентраций металлов играли процессы средне-верхнерифейского, венд-кембрийского и раннеордовикского периодов тектоно-магматической активизации, сопровождавшиеся заложением крупных разрывных нарушений, приразломных грабенов и прогибов, проявлениями разноглубинного магматизма и динамотермальным преобразованием пород.

Этому режиму соответствуют рудно-магматические и рудно-метаморфические системы, типичные для активизированных областей, включающие титаномагнетитовое, полиметаллическое, медное, флюоритовое, редкометальное оруденение, локализующееся обычно в местах комплексного проявления структурообразующих, магматических и метаморфических факторов.

На многих месторождениях первично-осадочных руд с этим режимом связана ремобилизация и повторная концентрация рудного вещества [48], особенно характерная для полиметаллического, баритового и железного оруденения вблизи зон крупных разломов и поясов даек интрузивных пород. Участием процессов тектоно-магматической активизации объясняется формирование многих метаморфогенно-гидротермальных месторождений в толщах, содержащих повышенные кларки полезных компонентов, в том числе свинца, цинка, бария, фтора, железа и др.

В палеозойскую (ордовикско-пермскую) металлогеническую эпоху большая часть региона отвечала режиму пассивной рифтогенной окраины Палеоуральского океана. Накапливались мелководные терригенные и карбонатные отложения континентального шельфа и глубоководные кремнисто-глинистые осадки материкового склона, сочетающиеся с субмаринными вулканитами геосинклинального типа. Осадочные отложения палеошельфовой зоны кроме надкларкового обогащения некоторыми компонентами, содержат также сингенетичные рудные концентрации алюминия (месторождения бокситов Южно-Уральского бокситоносного района) и небольшие месторождения баритовых и барит-полиметаллических руд. В восточной части региона оруденение носит геосинклинальный характер и включает известные хромитовые и меднорудные объекты Кракинско-Медногорского палеовулканического пояса.

Палеозойскому осадконакоплению и рудообразованию сопутствовали интенсивные тектонические деформации и магматизм в соседней эвгеосинклинальной области Урала, проявившиеся в рассматриваемом регионе в виде приразломных зон динамотермального метаморфизма и поясов дайковых тел, служащих весьма существенным рудогенным и регенерирующим элементом ордовикско-пермской эпохи тектоно-магматической активизации с характерной для нее баритовой, флюоритовой, сульфидной медно-никелевой, ильменит-титаномагнетитовой и редкометальной минерализацией.

Что касается золотого оруденения, то к настоящему времени нет достаточно надежных данных для его детального районирования с отнесением золотосодержащих формаций и комплексов к тем или иным тектоно-магматическим этапам развития. Это объясняется в первую очередь слабой металлогенической изученностью этого региона в целом и его золотоносности в частности— отсутствием сведений о возрасте оруденения, его связи с глубинной структурой, геохимической и рудной специализации осадочных и магматических образований и др.

Имеющиеся данные свидетельствуют о длительном и полистадийном формировании золотого оруденения, история которого охватывает, по-видимому весь позднепротерозойско-палеозойский мегацикл, включая периоды растяжения и деструкции основания с широким развитием осадочных рифтогенных отложений и их последующую неоднократную тектоно-магматическую активизацию.

Наиболее продуктивными на золото являются песчано-сланцевые отложения, обогащенные органическим углеродом, которые накапливались преимущественно в инундационные стадии седиментационных циклов раннего и среднего рифея. Для них характерно присутствие сингенетичной вкрапленности пирита и хемогенное обогащение карбонатной составляющей, что обычно свойственно локальным впадинам с застойным сероводородным режимом водообмена. С терригенно-углеродистыми формациями отмечаются повышенные первичные концентрации золота, ванадия, молибдена и др. металлов (металлоносные сланцы), которые нигде не достигают промышленных значений, но как правило на порядок и более превышают кларковые содержания. Формирование собственно рудных концентраций золота связано с последующими преобразованиями при региональном метаморфизме и магматической активизации, приводившими к неоднократной ремобилизации и переотложению металла из первичных металлоносных стратифицированных комплексов с развитием в них наложенного золотого оруденения. Основными золотосодержащими формациями являются группы кварцевых, сульфидно-кварцевых и сульфидных (жилных, прожилково-штоковерковых, вкрапленно-прожилковых и других подтипов), распространенные на площадях повышенной сульфидизации вмещающих осадочных отложений.

Внутри рифейских седиментационных комплексов можно выделить по меньшей мере пять уровней распространения разновозрастных продуктивных горизонтов углеродистых отложений [64, 66, 69], содер-

жащих небольшие коренные проявления золота, либо его аномально высокие геохимические концентрации: 1) большеинзерский с разнотипными углеродсодержащими карбонатными и терригенными образованиями, переслаивающимися с полевошпат-кварцевыми песчаниками, хемогенными известняками и доломитами морского генезиса; 2) суранский (бердагуловский и сердаукский подуровни) с пестрым набором мелководных прибрежно-морских отложений— алевролитов, песчаников, доломитов, известняков, глинисто-карбонатных и углеродистых сланцев с послойной вкрапленностью кубических кристаллов пирита; 3) юшинский, представленный переслаиванием, иногда ритмичным, серицито-глинистых и углеродисто-глинистых сланцев с алевролитами, песчаниками и доломитами, завершающими раннерифейский седиментационный цикл; 4) машакский, открывающий разрез среднерифейского седиментационного цикла с характерным набором типичных грабеновых литотипов— основных и кислых эффузивов, конгломератов, гравелитов, песчаников и алевролитов с пачками и горизонтами углеродисто-глинистых сланцев; 5) зигазино-комаровский (серегинский и туканский подуровни), представленный мелководно-морскими углеродисто-глинистыми и углеродисто-кварцево-глинистыми филлитовидными сланцами в сочетании с алевролитами, песчаниками и доломитами.

Для золотосодержащих отложений характерны следующие общие черты: 1) приуроченность оруденения к кварцевым и кварц-сульфидным жилам, образующим линейные кварцево-жильные поля или штокверковые зоны, локализованные чаще всего в горизонтах углеродистых пород, метаморфизованных в зеленосланцевой фации; 2) контроль оруденения зонами смятия и дробления, тяготеющими к крупным региональным разломам. Такие разломы обычно определяют специфику областей тектоно-магматической активизации и представляют собой полициклические долгоживущие структурно-металлогенические зоны (Караташская, Зюраткульская), характеризующиеся ячеистым расположением разнотипных рудных объектов, приуроченных к узлам пересечения разрывных нарушений, к зонам их сочленения с пликвативными дислокациями, к поясам дайковых тел и малых интрузий; 3) существенно восстановительный характер развития оруденения с характерной пирит-пирротиновой минеральной ассоциацией и широким участием магнезиально-железистых карбонатов (доломит, анкерит, сидерит); 4) отчетливое проявление процессов рудо-

генеза последующих периодов активизации с определяющей ролью мобилизации и перераспределения сингенетического рудного вещества.

ГЛАВА 2. ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ЗОЛОТОНОСНОСТЬ РИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Авзянский рудный район, на примере которого рассматриваются основные особенности золотого оруденения в докембрийских толщах западного склона Южного Урала приурочен к сводовой части Ямантауского антиклинория, сложенного породами бурзянской и юрматинской серий рифейского стратотипа.

Раннерифейские отложения, залегающие в основании разреза и широко распространенные в сводовой части антиклинория, представлены тремя мощными и сложно построенными свитами— большеинзерской, суранской и юшинской. Более молодые среднерифейские породы в составе машакской, зигальгинской, зигазино-комаровской и авзянской свит выходят на поверхность на флангах района и слагают крылья антиклинория. Состав этих свит, их строение и фациальные особенности, подробно рассмотренные в целом ряде опубликованных работ [25, 32, 33, 94], свидетельствуют о платформенной, рифтогенно-депрессивной природе осадконакопления и о стандартной эволюции рифтогенных бассейнов, включающей возникновение на начальном этапе сводообразного поднятия с заложением грабеновых структур, заполнение их грубообломочным материалом и субщелочными вулканами и последующую стабилизацию тектонической обстановки, приводившую к накоплению тонкообломочной кластики и хемогенному карбонатообразованию.

Ниже приводится краткая литолого-геохимическая характеристика различных типов пород большинства названных свит, за исключением зигальгинской и авзянской, по которым мы не располагаем надежными аналитическими данными.

2.1. ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

Большеинзерская свита в пределах рудного района характеризуется плохой обнаженностью; слагающие ее породы изучены и опробованы по керну буровых скважин, пройденных в сводовых частях антиклинальных структур, в которых вскрыты отложения сред-

ней и верхней подсвит.

В составе средней подсвиты преобладают среднезернистые кварцевые и полевошпат-кварцевые песчаники, ритмично переслаивающиеся с маломощными прослоями углеродисто-глинистых сланцев и алевролитов.

Верхняя подсвита представлена переслаиванием кварцевых и полевошпат-кварцевых песчаников, углеродисто-глинистых сланцев, пелитоморфных известняков и доломитов, которые особенно характерны для верхней части разреза. В составе карбонатных пород существенную роль играет терригенный материал— песчаный и глинистый, обусловивший довольно широкое развитие отложений переходного терригенно-карбонатного состава. В отдельных горизонтах на различных стратиграфических уровнях присутствуют осадочные брекчии—уплощенные угловатые обломки сланцев и карбонатов, сцементированные существенно кварцевым псаммитовым материалом. Все это указывает, по-видимому, на близость источника терригенного материала и динамическую подвижность осадков в бассейне большеинзерского времени. Судя по составу и текстурно-структурным особенностям, отложения большеинзерской свиты можно отнести к терригенным и терригенно-карбонатным осадкам прибрежно-морских фаций.

Породы претерпели существенные постдиагенетические изменения. В песчаниках широко развиты бластические структуры, вокруг зерен кварца отмечается образование регенерационных каемок. Глинистые отложения преобразованы в филлитовидные сланцы, состоящие из мелкочешуйчатого агрегата хлорит-серицитового состава. В карбонатах вторичные изменения проявлены в перекристаллизации и частичном очищении зерен с образованием вокруг них тонких углеродисто-глинистых оторочек.

Особенности химического состава отложений отчетливо выявляются с помощью генетических модулей (табл. 1). Так в группе обломочных пород параметры ГМ и АМ возрастают в песчаниках снизу вверх по разрезу от средней к верхней подсвите, а величина титанового модуля уменьшается. В этом же направлении падает "чистота" и зрелость песчаников— снижается содержание SiO_2 , резко возрастают концентрации CaO , MgO , P_2O_5 и Na_2O . В группе глинистых пород более химически зрелыми выглядят сланцы верхней подсвиты. Значения ГМ и АМ в них не поднимаются выше 0,3, что в целом характерно для эта-

Таблица I.
Средний химический состав осадочных пород Ямангауского ангидриория (масс. %).

Свита	Породы	К. проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	P ₂ O ₅	K ₂ O	Na ₂ O	гипп	Сумма
Большая зерская (R ₁ bп ₂) R ₁ bп ₃	Песчаники	16	86,7	0,29	4,9	1,09	0,71	0,93	1,67	0,03	0,06	1,02	0,37	1,91	99,66
	Глинистые сланцы	18	60,31	0,81	19,79	4,57	0,70	0,31	2,34	0,04	0,11	5,49	0,33	4,94	99,61
	Песчаники	10	69,7	0,28	6,5	2,1	0,8	6,6	4,6	0,02	0,14	2,9	0,50	5,5	99,84
	Глинистые сланцы	8	53,8	0,52	10,6	2,2	0,52	8,7	6,4	0,02	0,25	6,8	0,50	9,2	99,62
	Доломиты	5	13,6	0,12	1,6	1,46	1,65	28,4	18,2	0,1	0,02	0,7	0,20	33,4	99,45
Суранс- кая															
R ₁ sg ₁	Глинистые сланцы	5	51,8	0,42	9,8	1,7	4,65	11,2	5,9	0,2	0,3	2,8	0,75	10,4	99,92
	Доломит.	5	16,2	0,25	3,8	1,1	2,8	32,4	15,5	0,2	0,2	0,8	0,6	26,1	99,96
R ₁ sg ₂	известники														
	Глинистые сланцы	5	63,8	0,65	14,8	1,7	1,9	2,8	4,1	0,03	0,45	4,3	1,4	4,2	100,13
R ₁ sg ₃	Алевродиты	5	63,2	0,58	14,7	1,2	4,8	1,5	4,7	0,04	0,15	3,8	1,4	3,8	99,87
	Глинистые сланцы	6	52,8	0,9	15,5	1,4	4,2	1,6	4,2	0,02	0,1	3,8	1,3	3,8	99,92
R ₁ sg ₄	Глинистые сланцы	8	65,6	0,72	16,3	2,2	3,8	0,9	3,6	0,02	0,2	4,3	1,4	3,9	99,94

продолжение таблицы 1.

Света	Порода	К.прод	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	P ₂ O ₅	K ₂ O	Na ₂ O	лпп	Сумма
R ₁ ст ₄	Алевролиты	6	72,5	0,4	7,9	0,9	3,8	4,2	3,5	0,01	0,2	1,2	2,2	3,8	100,61
	Карбонат- ные сланцы	3	61,2	0,4	7,4	0,6	1,9	10,3	5,4	0,01	0,1	0,8	2,1	9,7	99,91
R ₂ ст ₅	Глинистые сланцы	5	59,8	1,1	15,8	2,4	4,4	2,1	4,5	0,02	0,1	4,2	1,6	4,0	100,02
	Доломито- вые изв-ки	4	14,8	0,2	4,2	1,4	2,6	30,5	14,9	0,2	0,1	1,1	0,9	28,9	99,8
Южская	Песчаники	5	94,8	0,08	1,55	0,75	1,2	0,10	0,40	сл.	0,03	0,1	0,1	0,38	99,59
	Света	5	51,3	0,6	16,8	3,6	8,7	6,9	4,1	0,2	-	1,5	3,1	3,6	100,4
	R ₂ ст ₁ сланцы	5	52,8	0,48	14,6	4,05	8,6	2,6	3,4	0,02	-	4,3	0,86	9,2	99,91
R ₂ ст ₁	Зелено-глинистые кожурово-сланцы	6	52,1	1,2	15,7	1,8	4,2	3,8	1,2	0,02	0,1	5,6	1,1	3,3	100,12
	КМ														

лонных кремнисто-глинистых сланцев; величины параметров НМ и КМ, отражающие процесс химического выветривания, более чем в два раза выше в сланцах верхней подсвиты по сравнению с таковыми средней подсвиты. Отложение глинистого осадка в большеинзерское время, судя по петрохимическим показателям, происходило в гумидной обстановке, однако исходя из резко различной концентрации глинозема и титана в сланцах различных возрастных уровней, можно отметить, что процесс химического выветривания и седиментации происходил при переменчивом климате— влажном и жарком для средней подсвиты и холодном континентальном для верхней подсвиты.

В группе карбонатных пород, как показали анализы, чистых разновидностей практически нет; среди литотипов в разрезе наиболее часто встречаются низкомагнезитовые и низкокальциевые доломиты и низкодоломитовые известняки. Характерной петрохимической особенностью карбонатных отложений являются повышенные значения параметров ГМ (0,7) и ТМ (0,06), что указывает на присутствие в них значительной доли нерастворимого глинистого остатка. Другой особенностью можно считать высокое значение калиевого модуля КМ, равное 0,75, показывающее существенный вклад в обломочной фракции слюдино-полевошпатового материала.

Песчано-глинистые отложения выделяются глубоким минимумом по всему спектру микроэлементов (табл. 2). Особенно низкие содержания - в 8-10 раз меньше кларкового уровня, характерны для Pb, Ba, Co, Mn, Sr. Лишь концентрации серебра в единичных пробах соответствуют кларковым значениям. В карбонатных породах не обнаружены Zn, Ag, Mo, Co, P; содержания Pb, Ni и Mn в 3-5 раз ниже кларковых, а Cu, Cr, Zr и особенно Ba и Sr присутствуют в надкларковых концентрациях. Последние два элемента свойственны только известнякам, причем наиболее глинистым их разновидностям; в доломитах они либо не обнаружены, либо в отдельных пробах имеют аномально низкие значения. То же можно отметить и для Cr. Обедненность терригенных отложений большинством микроэлементов, по-видимому, обусловлена их потерей вследствие длительного переноса и неоднократного переотложения поступающего в бассейн обломочного материала. Об этом свидетельствует и минеральный состав песчано-глинистых и терригенно-карбонатных отложений— преобладание в них весьма устойчивых аксессуариев (рутила, циркона, апатита) при ничтожно малом содержании легко разрушаемых минералов (пироксена, амфибола, эпидота).

Таблица 2.
Среднее содержание элементов-примесей в осадочных породах Ямангауского антимонитового месторождения (г/т).

Связь	Порода	К-во проб	Cu	Zn	Pb	Mn	Co	Mg	V	Cr	Sr	P	Zr
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Большая-Зерская	Глинистые сланцы	28	15,9	24,3	3,1	11,9	3,01	40,8	29,8	34,7	-	649	93,2
	Песчанники	15	23,01	13,08	5,9	11,8	4,1	67,8	17,9	29,9	59,0	325,1	85,8
	Известняки	3	9,8	-	3,8	2,1	-	161,7	9,2	11,6	2110	-	42,8
	Доломиты	3	8,7	-	2,6	1,2	-	187,2	7,9	-	87,3	-	52,1
Суранская	Глинистые сланцы	26	4,1	3,9	0,8	2,2	1,0	27,9	6,1	3,2	4,2	63,8	7,4
	Доломитовые известняки	4	0,9	2,7	0,2	0,2	0,8	30,1	1,1	1,2	4,8	32,1	4,2
	Глинистые сланцы	25	3,2	3,8	0,7	2,8	1,1	15,2	4,9	-	4,9	97,7	7,9
	Алевролиты	15	3,9	4,9	0,7	3,2	0,9	18,2	5,1	4,3	9,5	41,4	10,2
	Глинистые сланцы, алевролиты	25	2,7	2,4	0,8	2,6	0,4	22,2	3,6	3,2	10,5	47,5	9,2
	Ролиты известняки, доломитовые известняки	6	1,3	2,2	0,4	0,4	-	5,8	1,5	1,4	4,2	-	7,5

продолжение таблицы 2.

СВИТЫ	Породы	К-во проб	Cu	Zn	Pb	Ni	Co	Mn	V	Cr	Si	P	Zr
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
R ₁ sr ₅	Карбонатные сланцы	5	2,5	3,0	0,4	0,8	0,2	68,5	1,8	2,7	4,8	38,5	6,5
Клинская R ₁ ls ₁	Песчанки, алевролиты	18	4,5	5,8	1,1	3,9	0,9	28,5	4,7	4,8	9,5	38,5	14,5
Энгельс- комаров- ская R ₂ zk ₁ R ₂ zk ₂ R ₂ zk ₃	Песчанки Глинистые сланцы Глинистые сланцы Песчанки	22 16 15 20	2,8 5,9 3,2 3,2	4,9 4,2 3,8 3,8	2,8 2,2 0,6 2,8	3,6 2,9 2,2 3,2	0,4 1,3 0,7 0,8	62,5 22,5 13,5 82,5	1,9 3,5 3,7 4,6	1,9 4,9 3,2 3,5	10,8 4,8 4,5 8,5	72,5 42,5 37,5 68,5	24,4 8,5 7,5 12,6

Таблица 3.
Среднее содержание золота в породах Ямангауского антиклинория (г/т).

СВИТЫ	Большелазерская			Суранская			Каминская		Эггасино-Хомеювская
	1	2	3	1	3	3	1	2	
	(40)	(25)	(15)	(65)	(25)	(20)	(27)	(20)	(85)
Содерж.									
Ап По	0,003	0,003	0,003	0,003	0,002	0,004	0,003	0,003	0,003
Данным	0,002-	0,001-	0,001-	0,003-	0,001-	0,001-	0,001-	0,001-	0,001-
Ав-спек-	0,005	0,004	0,003	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,006
трел. ан.									

50

Примечание: 1-3 — породы: 1- глинистые сланцы; 2- песчаники; 3- карбонатные отложения. В скобках — количество анализов. В числителе — среднее содержание; в знаменателе — пределы колебаний. Во всех выборках большая часть анализов заимствована из фондовых материалов А. Л. Чернова (1979, 1982), А. Г. Потехина (1977), Н. Н. Ларионова (1985).

В песчано-глинистых отложениях большеинзерской свиты по данным золотоспектрометрических анализов (табл. 3) золото распределено довольно равномерно, а его содержания в целом близки к уровню кларковой золотоносности для глинистых пород (0,002-0,005 г/т). Повышение концентраций золота в отдельных пробах до 0,1-0,2 г/т отмечается в прослоях пиритизированных кварц-полевошпатовых песчаников и алеврито-глинистых сланцев, обогащенных углеродистым веществом. Известняки и доломиты обнаруживают заметно пониженную золотоносность (0,001-0,003 г/т), возрастающую до 0,003-0,01 г/т в наиболее глинистых их разностях [68].

В протолочке из песчаников большеинзерской свиты Н. Н. Ларионовым были обнаружены знаки мелкого близкого к косовому, пластинчатого золота. Вероятно оно поступало в осадок с раннепротерозойской платформы, покрытой корой химического выветривания. Находки россыпного золота в песчаниках объясняются, по-видимому, сложившимися в это время благоприятными условиями для его механического привноса (накопление псаммитовой фракции преимущественно кварцевого состава). Однако исходя из общей низкой золотоносности песчаных отложений надо полагать, что обломочный материал коры выветривания сильно разубоживался практически незолотоносными продуктами. Кроме того сказалась, вероятно, и значительная удаленность от бассейна седиментации коренных золотоносных источников. Ими могли быть дорифейские породы далеко расположенного к северу Тараташского блока, в обрамлении которого среди отложений айской свиты обнаружены знаки мелкого золота, а также окатанные зерна циркона, апатита, турмалина, рутила, магнетита, указывающие на кластогенное происхождение золота.

Суранская свита слабо обнажена в приосевой части Ямантауского антиклинория, ее наиболее южные разрезы вскрытые скважинами представлены в полном объеме в составе пяти известных подсвит— миньякской, бердагуловской, ангастакской, сердаукской и лапыштинской, из которых нижняя и верхняя подсвиты сложены в основном карбонатными породами, а средняя часть разреза свиты выполнена более пестрым комплексом отложений— алевролитами, глинисто-карбонатными и углеродистыми сланцами, песчаниками, доломитами и известняками. Так же как и нижележащие отложения большеинзерской свиты— это мелководные прибрежно-морские осадки с характерным набором текстурно-структурных и фациальных особен-

ностей. В западной части Ямантауского антиклинория (Прикараташская зона) породы подверглись глубинному метазенезу— глинистые отложения преобразованы в филлитовидные сланцы с новообразованиями рутила, апатита, турмалина; широко развиты кварцито-песчаники с регенерированным кварцевым и перекристаллизованным карбонатным или глинистым цементом, известняки и доломиты приобретают средне- и крупнокристаллическую гранобластовую структуру. В приосевой части Ямантауского антиклинория вторичные преобразования пород суранской свиты проявлены менее интенсивно и по набору типовых признаков могут быть отнесены к стадии глубинного катагенеза.

Судя по содержанию петрогенных окислов (см. табл. 1) весьма характерной особенностью отложений суранской свиты является преобладание среди них пород смешанного состава. Это же подтверждается и петрографическими наблюдениями. Так в группе обломочных пород широко распространены глинистые и известковистые алевролиты; карбонатные отложения почти всегда в своем составе содержат примесь песчанистого и глинистого материала, а глинистые сланцы обычно аномально насыщены карбонатной примесью. Для обломочных отложений, вследствие их плохой динамической сортировки, характерны невысокие значения титанового модуля (ТМ), не превышающие 0,05. О слабой химической зрелости обломочных пород свидетельствуют и низкие значения Al_2O_3/Na_2O и K_2O/Na_2O , не поднимающиеся выше 20 и 6 соответственно. Отмечаются очень высокие величины отношений К к Са (2-4) для алевролитов ангастакской подсвиты и резко пониженные значения этого параметра (0,06-0,9) для аналогичных отложений вышележащей сердаукской подсвиты, что связано с заметным возрастанием удельного веса глинистого компонента в первом случае и его уменьшением во втором.

Глинистые отложения, за исключением их высококарбонатных разновидностей, по химическому составу существенно не отличаются от среднего состава докембрийского сланца. Можно отметить несколько повышенное содержание в них Si_2O , за счет присутствия терригенной кварц-полевошпатовой примеси и явный дефицит суммарного железа— в 2-3 раза ниже нормы, при устойчивом преобладании во всех пробах закисного железа над окисным.

В группе карбонатных пород преобладают доломитистые известняки и низкомагнезитовые доломиты. Всем им свойственны повышен-

ные относительно нормы содержания Si_2O , TiO_2 , Al_2O_2 , K_2O , Na_2O и суммарного железа, что хорошо согласуется с значительной долей в их составе терригенной примеси. Наиболее высококремнистыми являются карбонатные отложения ангастакского уровня. Они содержат больше кварцевого и гидрослюдисто-полевошпатового алевритового материала, имеют повышенное значение щелочного модуля ЩМ (0,75)—самое высокое в карбонатных разрезах суранской свиты, что видимо связано с участием в их образовании продуктов разрушения кислых пород. Ряд отличий устанавливается в карбонатных породах миньякского и лапыштинского уровней, характеризующих соответственно начальный и завершающий этапы осадконакопления суранского времени. Так, обломочная фракция доломитовых известняков миньякского уровня имеет гидрослюдисто-хлоритовый состав и в целом более основная, ей свойственны повышенные значения фемического модуля ФМ (0,37) и очень высокое содержание закисного железа ЗМ (3,6), что указывает на преимущественное поступление в осадочный бассейн миньякского времени кластического материала основных пород. Лапыштинские карбонаты, напротив, содержат меньше железа, магния и марганца, больше калия, примерно столько же алюминия, а главное отличие— в высоком значении в них калиевого модуля КМ (0,45) и титанового модуля ТМ (0,07) при заметно пониженных величинах фемического модуля ФМ (0,2) и особенно закисного модуля ЗМ (0,4). В совокупности все это означает, что источником сноса в конце суранского времени служили более кислые породы.

Содержания большинства микроэлементов в алеврито-глинистых отложениях близки или несколько ниже кларковых значений для обычных глин и глинистых сланцев (см. табл. 2). Особенно низкие концентрации Cu, Zn, Ni, Co свойственны низкокалиевым карбонатсодержащим алевролитам сердаукской подсвиты; более обогащенными малыми элементами, как и ожидалось, оказались натрий-калиевые терригенные отложения ангастакской подсвиты.

Общей геохимической чертой карбонатных пород является пониженное по сравнению с кларком в 3-5 раз содержание Pb, V и особенно— на целый порядок— Ni, Mn, Sr. В то же время постоянно отмечаются аномалии по Ba и Cu и очень высокие концентрации Zr— на два порядка превышающие кларковые значения для карбонатных пород.

В нижней части разреза суранской свиты карбонатные отложения миньякского уровня характеризуются невысокой золотоносностью. В

большинстве анализов золото распределено устойчиво и его содержания не превышают 0,002 г/т. Редко встречаются концентрации 0,003-0,005 г/т, обычно приуроченные к прослоям углеродисто-глинистых и углеродисто-карбонатно-глинистых сланцев или темноокрашенных углеродистых известняков. В отложениях ангастакской подсвиты характер распределения золота по разрезу и уровень золотоносности хорошо коррелируются с литологическими особенностями пород: в доломитах содержания золота обычно невысоки (0,003-0,005 г/т) и повышаются до 0,005-0,01 г/т только в пачках их тонкого переслаивания с алевролитами и углеродисто-глинистыми сланцами. В верхней половине разреза подсвиты, представленной в основном алевролитами и карбонатно-глинистыми сланцами, максимальные концентрации золота не превышают 0,01 г/т, а в подавляющем большинстве пород составляют 0,005-0,007 г/т. В вышележащих доломитах лапыштинской подсвиты уровень золотоносности снижается и составляет не более 0,005 г/т.

Юшинская свита завершает разрез раннерифейских отложений Ямантауского антиклинория. Отдельные ее фрагменты изучены нами по материалам бурения на западном склоне хр. большой Шатак восточнее д.Исмакаево. Полные разрезы свиты, описанные А. И. Ивановым [25] в составе вязовской, багарыштинской и сухинской подсвит, представлены в основном переслаиванием, иногда ритмичным, серицито-глинистых и углеродисто-глинистых сланцев с алевролитами и песчаниками, редко известняками. Глинистые сланцы представляют собой полосчатые породы бластопелитовой структуры, состоящие почти полностью из мелкочешуйчатой серицитоподобной слюды с обильными включениями новообразований хлорита, рутила, турмалина. Кварцевые алевролиты и песчаники с параллельной или косой слоистостью также несут следы вторичных преобразований— им свойственны бластические структуры, частичное растворение зерен с образованием регенерационных каемок, почти полное замещение глинистого цемента хлоритом или серицитом.

В низах разреза юшинской свиты песчано-глинистые отложения подверглись интенсивному выветриванию, вплоть до образования на отдельных участках типичных кор выветривания. Участие гипергенных процессов ощущается даже в наиболее "свежих" разностях пород, что приводит к частичной трансформации их первичного химического состава (см. табл. 1). Так, в сланцах и алевролитах отмечаются очень высокие значения гидролизатного модуля ГМ (0,53 и 0,63 соответст-

венно), что обычно свойственно для образований, генетически связанных с корами выветривания и содержащих в своем составе гипергенные глинистые минералы, либо свободные окислы алюминия и железа. Глинистые сланцы явно недосыщены кремнеземом и титаном, содержат в избытке кальций, магний и закисное железо. Обогащенность железом характерна также и для юшинских песчаников, которые по химическому составу и наиболее важным генетическим показателям близки кварцевому арентиту.

Примечательной геохимической особенностью песчано-сланцевых отложений является присутствие в них в надкларковых значениях большинства микроэлементов (см.табл. 2). Медь, цинк, кобальт, ванадий образуют хорошо выраженные аномалии, содержания свинца не достигают аномальных величин, но нигде не опускаются ниже 9 г/т. Постоянно отмечаются повышенные концентрации Cr (52 г/т); они объясняются присутствием акцессорного хромшпинелида, который был обнаружен в знаках при минералогическом анализе проб [86].

Основные разновидности пород юшинской свиты по концентрации золота близки соответствующим отложениям вышеописанных свит. Подавляющее большинство проб, отобранных из песчаников и глинистых сланцев, показало содержание золота не выше 0,005 г/т (пределы колебаний 0,001-0,005 г/т). Очень редкие, повышенные до 0,02 г/т концентрации золота отмечены только в прослоях черных карбонатно-углеродистых сланцев, при этом, как показывает корреляционный анализ, золото связано прямой зависимостью с содержаниями Cu, Pb, Zn, Ni, Co. Связь повышенной золотонности пород с органическим углеродом свидетельствует о хемогенной природе золота, осаждавшегося, по-видимому, на коллоидной фракции органического вещества в периоды относительно спокойного накопления тонкослоистых осадков в значительном удалении от береговой линии.

Зигазино-комаровская свита в южной части Ямантауского антиклинория представлена тремя подсвитами— серегинской, амбарской и туканской, в составе которых основную роль играют тонкозернистые терригенные отложения— алевриты, песчаники, глинистые и углеродисто-глинистые сланцы. В виде редких маломощных прослоев присутствуют известняки и доломиты. Имея, в целом, сходный набор перечисленных выше типов пород, отложения серегинской и туканской подсвит отличаются существенным обогащением углеро-

дистым материалом, особенно значительным для сланцев первой под-свиты.

Состав песчано-глинистых отложений мало чем отличается от среднего состава соответствующих пород континентальной земной коры, в частности можно указать лишь на их несколько большую обогащенность калием при существенном дефиците кальция и натрия (см. табл. 1).

Песчаники характеризуются переменчивым объемом обломочных зерен и цементирующего материала и, в связи с этим, неустойчивостью химического состава. Среди них можно выделить высокозрелые ($Al_2O/Na_2O=85$; $K_2O/Na_2O=32$) мономиктовые кварцевые песчаники и высококалиевые глиноземистые олигомиктовые песчаники, обедненные железом, кальцием, магнием, натрием.

С большой отчетливостью в зигазино-комаровских отложениях проявлено геохимическое сходство пород нижней и верхней подсвит. Это сходство лучше заметно для существенно песчанистых толщ, но проявляет себя и в глинисто-алевролитовых образованиях. Так терригенные отложения серегинского и туканского уровней устойчиво обогащены Cu, Zn, Pb, Ni, Co, Cr; для них характерно также присутствие надкларковых содержаний Mn и близкие к кларку концентрации Ba, V и Zr. Породы амбарской свиты, напротив, выделяются очень низкими содержаниями почти всех элементов и только концентрации меди приближаются к кларковому уровню.

Из отложений зигазино-комаровской свиты в разных ее участках отобраны сотни проб на золото. Основное количество проб приходится на алевроито-глинистые сланцы нижнего и верхнего уровней, менее детально охарактеризованы алевролиты и глинистые сланцы среднего возрастного уровня.

Алевроито-глинистые сланцы нижнего уровня зигазино-комаровской свиты обнаруживают довольно устойчивое околокларковое содержание золота 0,001-0,005 г/т (среднее 0,003 г/т) с повышением в некоторых пробах пиритизированных сланцев до 0,2 г/т. В прослоях карбонатов и алевролитов золото присутствует в виде "следов", либо вовсе не обнаружено. Вверх по разрезу с приближением к кварцевым алевролитам и глинистым сланцам средней подсвиты общий уровень золотоносности заметно снижается и во всех разностях пород не поднимается выше 0,001 г/т. В песчано-сланцевых отложениях верхней части свиты распределение золота в целом повторяет особен-

ности нижнего уровня, но концентрации золота в большинстве проб здесь несколько выше (0,002-0,006 г/т).

Приведенные данные показывают, что в рифейских терригенно-карбонатных отложениях Ямантауского антиклинория отсутствуют отчетливо выраженные уровни повышенной кларковой золотоносности. Золото распределено в породах практически равномерно и колебания средних его содержаний по разрезам находится в пределах близких кларковым. Низкие концентрации золота в терригенно-карбонатных отложениях вероятно связаны с отсутствием коренных золотоносных источников в период рифейского осадконакопления. Возможно также, что уровни повышенной золотоносности в опорных разрезах рифея еще не обнаружены из-за слабого охвата их опробовательскими работами.

Вместе с тем необходимо отметить, что почти в 10 % всех проанализированных проб золото не обнаружено, а в 30 % анализов его содержания не превышали 0,001 г/т, то есть оказались гораздо ниже регионального кларка для рифейских толщ, установленного Я. Э. Юдович [96] на уровне 0,004 г/т. Эти данные, по-видимому, свидетельствуют о миграции и частичном перераспределении золота в ходе постседиментационных процессов.

2.2. УГЛЕРОДИСТЫЕ ПОРОДЫ

Докембрийские углеродистые отложения рассматриваемого района, также как и Южного Урала в целом давно находятся в центре внимания геологов как объекты с мощными положительными геохимическими аномалиями V, Mo, Zn, Pb, F и отдельными проявлениями разнотипного и разновозрастного золотого оруденения. Они входят в состав рифтогенно-депресссионных комплексов и сложены углеродсодержащими сланцами, алевролитами, алевропесчаниками, углеродистыми карбонатными породами, образующими слои и горизонты мощностью до десятков метров. Некоторая часть углеродистых отложений сопровождается пиритом, образующим рассеянную вкрапленность, маломощные линзы и послойные выделения, которые прослежены по простиранию на десятки и сотни метров. Несмотря на довольно широкую распространенность углеродистых пород среди рифейских отложений, их специальное геохимическое изучение до настоящего време-

ни почти не проводилось. Геохимические данные, необходимые для решения рудогенетических вопросов и металлогенического прогноза часто либо полностью отсутствуют, либо в необработанном виде "погребены" в геолого-съёмочных отчетах.

Между тем, в последнее время стало появляться все больше работ (по регионам Сибири, Казахстана и Средней Азии), свидетельствующих в пользу того, что черносланцевые отложения являются не только активными накопителями, но в некоторых случаях и источниками многих промышленно важных компонентов, в том числе и золота [12, 52]. Сложилось мнение о повышенном рудном фоне любых углеродистых толщ, т.е. углеродистые сланцы стали синонимом потенциально рудоносных пород. Все это обязывает нас более тщательно проанализировать имеющиеся по этим отложениям геохимические данные, привлекая для сравнения материалы по соседним регионам Южного Урала, в частности Восточно-Уральской мегазоне, где также известны золото-рудные объекты в черносланцевых толщах.

В последнее время [87] в Восточно-Уральской зоне поднятий было установлено широкое распространение рифей-вендских отложений, что предполагает существование позднепротерозойского этапа развития этой территории и значительно расширяет границы бассейнов допалеозойской седиментации. Как и для западного склона Южного Урала, осадочные отложения здесь имеют ритмичное трансгрессивное строение, начинаются с грубообломочных молассоидных образований, наращиваются мелко-тонкообломочными осадками и завершаются карбонатными породами. В составе осадочных отложений также присутствуют основные эффузивы, среди которых есть и субщелочные разности, свойственные рифтовым зонам. Имеющиеся данные по абсолютному возрасту и находкам микрофоссилий позволяют выделить в обобщенном осадочном разрезе Восточно-Уральского поднятия стратиграфические подразделения раннего, среднего и позднего рифея и сопоставить их с одновозрастными отложениями Башкирского мегантиклинория. Особенно актуальным для выяснения специфики литогенеза ныне разобщенных допалеозойских осадочных комплексов западной и восточной мегазон является сравнение основных геохимических параметров слагающих их черносланцевых толщ как наиболее информативных индикаторов среды осадконакопления.

Литолого-петрографическая характеристика и формационные типы

Углеродсодержащие отложения Башкирского мегантиклинория— это преимущественно тонкоплитчатые, иногда слоистые, мелкозернистые темноокрашенные осадочные породы, характеризующиеся пластовой формой залегания и состоящие из слабо окатанных и плохо сортированных обломков полевошпат-слюдисто-кварцевого состава, сцементированных углеродисто-глинистым либо углеродисто-кварц-хлоритовым (гидрослюдистым) материалом. Для них характерно грубое (десятки сантиметров—первые метры) и неравномерное переслаивание с алевролитами, песчаниками и карбонатными породами.

В разрезе рифейских отложений углеродистые комплексы характерны в основном для бурзянской и юрматинской серий. Они отличаются фациальной изменчивостью, разным количественным соотношением терригенных и карбонатных пород, непостоянством палеогеографических обстановок осадконакопления, но в главных чертах обнаруживают сходство и обладают следующими особенностями:

—неоднородностью строения, обусловленной переслаиванием различных литологических типов пород;

—преобладанием неслоистых и горизонтально-слоистых текстур при фрагментарном развитии в породах волнистой и пологой косой слоистости;

—существенно глинисто-алевролитовым составом терригенных образований; почти полным отсутствием среди отложений вулканогенного материала;

—седиментационно-диагенетической формой выделения углеродистого вещества (УВ) и его максимальной приуроченностью к наиболее пелитоморфным разностям пород;

—присутствием рассеянной вкрапленности пирита и пирротина.

В бурзянской серии углеродистые отложения известны в составе айской (большеинзерской), саткинской (суранской) и бакальской (юшинской) свит. Они приурочены в основном к средней части седиментационного цикла (рис 2). Литолого-фациальный анализ показывает, что накопление углеродистых отложений происходило в мелководных бассейнах или прибрежно-морских зонах шельфа и контролировалось тектоническим режимом.

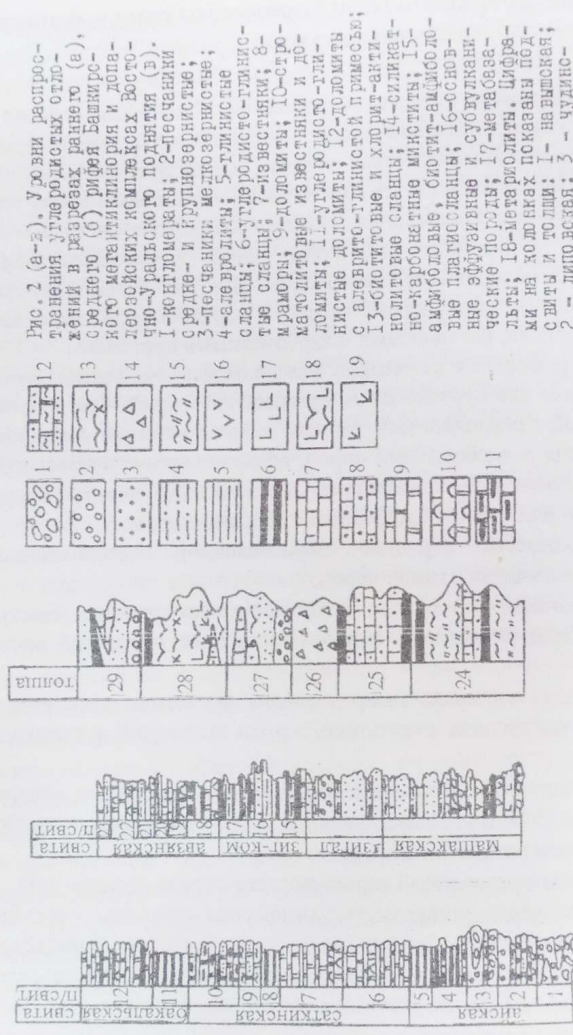


Рис. 2 (а-в). Удони распространения углеродистых отложений в разрезах раннего (а), среднего (б) рифей Башкирского метаморфизма и допалеозойских комплексах Восточно-Уральского подъятия (в). 1-континент; 2-песчаник средне- и крупнозернистые; 3-песчаник мелкозернистый; 4-алебродит; 5-глинистые сланцы; 6-углеродисто-глинистые сланцы; 7-известняк; 8-мрамор; 9-доломит; 10-стромаболитовые известняки и доломиты; 11-углеродисто-глинистые доломиты; 12-доломиты с алевроито-глинистой примесью; 13-ситовитовые и хлорит-ангидридосланцы; 14-силкатно-карбонатные минералы; 15-амфиболовые, сиодит-амфиболовые платиस्ताцы; 16-основные афлувиальные и субфлувиальные породы; 17-метабазальты; 18-метародиты. Цифры на холмках показывают высоту и толщину: 1-навышная; 2-диповская; 3-чудинская; 4-киселевская; 5-сунгурская; 6-нижнекутинская; 7-верхнекутинская; 8-полувининская; 9-нижнекутинская; 10-верхнекутинская; 11-макаровская; 12-верхнеанальская; 13-саратинская; 14-саратинская; 15-ансарская; 16-ансарская; 17-тулунская; 18-кесткинская; 19-малойнеорока; 20-ушаковская; 21-кутурская; 22-раветская; 23-тешметская; 24-еремкинская; 25-кучинская; 26-Олагодатская; 27-светлинская; 28-александровская; 29-кукушкинская.

В раннерифейское время процессы седиментации в северной и центральной частях Башкирского мегантиклинория осуществлялись в разных палеогеографических обстановках [42]. На севере бассейн седиментации был более активным, здесь отчетливо реконструируются трансгрессивная, инундационная и регрессивная стадии его развития. При этом, в условиях контрастной батиметрии создавались более благоприятные обстановки для устойчивого накопления тонкозернистых осадков, обогащенных ОВ. На юге почти на всем протяжении раннего рифея господствовали мелководно-морские обстановки и накопление углеродистых отложений сопровождалось разубоживающим влиянием кластического и хемогенного карбонатного материала.

В осадках среднего рифея роль углеродистых отложений заметно сокращается. Они присутствуют в разрезах зигазино-комаровской и авзянской свит (рис 2) и судя по литологическим и текстурным особенностям формировались в мелководных морских бассейнах с относительно стабильным палеотектоническим режимом.

В разрезе допалеозойских отложений Восточно-Уральского поднятия углеродсодержащие породы обособляются на четырех главных стратиграфических уровнях и входят в состав отложений еремкинской, кучинской, александровской и кукушкинской толщ (рис 2). Выяснение деталей строения углеродистых и ассоциирующих с ними терригенно-карбонатных отложений вызывает определенные трудности в силу их значительного метаморфизма. Тем не менее, анализ состава и фациальной изменчивости отложений, а также характер их переслаивания дают возможность отметить некоторые типовые для черносланцевых комплексов особенности:

—приуроченность в основном к верхам разрезов трансгрессивных серий;

—наличие тонкой горизонтальной слоистости с проявлением ритмичности;

—присутствие обломковидных и округлых (конкрециевидных) включений графитистых фосфоритов;

—наличие в терригенном разрезе и тесное сочетание с углеродистыми отложениями вулканогенного материала.

Накопление углеродсодержащих отложений Восточно-Уральского поднятия на всем протяжении докембрийского времени определялось тектоническим режимом и максимально приурочено к инундационной фазе развития бассейнов. Черные сланцы нередко формировались син-

хроино с проявлениями трахитоидного и пикритового магматизма в периоды максимальных прогибаний земной коры (алекоандровская толща); вместе с тем углеродистые породы отвечают и фазам относительного тектонического покоя, во время которых они образовывали выдержанные на большой площади маркирующие горизонты (еремкинская толща).

Для реконструкции палеогеографических условий седиментации черносланцевых толщ Восточно-Уральского поднятия нет достаточных данных. Тем не менее, такие признаки как присутствие тонкослоистых толщ, обогащенных биогенным углеродом и сингенетичным пиритом, тесная ассоциация с вулканитами, а также повышенная фосфатонность и марганценосность указывают, вероятнее всего, на относительную удаленность от континента и формирование углеродистых толщ в бассейне илового типа в условиях сероводородного заражения.

Вопрос типизации углеродистых отложений, в силу отсутствия единых принципов формационного анализа осадочных толщ, до сих пор не имеет окончательного решения. Большинство исследователей рассматривают углеродистые терригенные толщи как специфическую геологическую формацию, выделяя в ней в зависимости от состава пород целый ряд субформаций. Отмечается, что черносланцевые комплексы характерны как для геосинклиналей, так и для платформ, однако в качестве самостоятельных формаций они могут быть выделены преимущественно в составе геосинклинальных отложений складчатых областей, где их мощность достигает нескольких километров. На платформах (в окраинных и внутриплатформенных впадинах) черносланцевые толщи занимают значительные площади, но мощность их не велика. Здесь они не имеют самостоятельного развития, а тесно связаны с другими литокомплексами и рассматриваются в качестве полиформационных образований [89].

По составу литокомплексов углеродистые отложения Башкирского и Восточно-Уральского поднятий можно выделить согласно схеме Н. А. Созинова и Св. А. Сидоренко [89] в следующие типы: 1) карбонатно-углеродистый, 2) терригенно-углеродистый; 3) кремнисто-углеродистый (табл. 4, 5, рис. 3).

Карбонатно-углеродистый тип представлен отложениями кучинской, большеинзерской и частично александровской

Таблица 4.
Средний химический состав углеродсодержащих пород Башкирского подъятия (масс. %)

Свита	Кол-во проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	mmn	Сумма	H ₂ O
Айская R _{1ai}	5	65,96	0,78	15,4	1,89	0,92	1,57	1,08	8,64	0,99	3,15	100,38	0,20
Большееинзерская R _{1bin}	13	47,76	0,45	11,48	1,16	2,63	13,28	5,18	2,57	1,13			
Саткинская R _{1st}	15	65,9	0,68	15,9	2,46	2,21	0,78	1,67	4,58	1,15	4,09	99,48	0,24
Суранская R _{1sr}	5	63,63	0,73	16,13	0,93	3,88	1,18	5,84	3,0	1,25	3,77	100,34	0,08
Бакальская R _{1bk}	5	58,56	0,84	19,47	1,15	3,99	1,07	3,82	5,82	0,42	5,47	100,6	0,10
Машакская R _{1ms}	4	56,41	1,3	18,35	9,09	3,06	0,98	1,58	3,52	1,56	3,59	99,43	0,07
Зигазино- комаровская R _{2zk}	11	62,0	0,92	17,29	2,54	1,85	1,01	4,11	6,02	0,74	4,12	100,62	0,13
Авзянская R _{2av}	6	62,29	1,01	17,71	2,64	2,82	0,96	2,75	4,53	0,93	4,51	100,15	0,19

Таблица 5.
Средний химический состав углеродсодержащих пород
Восточно-Уральского подъятия (масс. %)

Толща	Кол-во проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	Ca	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	Сумма	
Еремкинская R _{1,2гг}	3	88,9	0,14	2,7	0,08	1,17	1,75	0,42	0,03	0,47	0,7	0,65	0,26	2,24	99,9
Кучинская R _{3кс}	1	43,8	0,47	14,3	2,4	3,1	17,4	3,3	0,17	2,4	2,2	0,37	2,08	8,9	98,8
Кукушкинская V ² кк	1	52,5	0,72	25,7	1,40	1,5	0,9	1,8	0,02	1,3	8,4	0,08	0,15	5,3	99,5
Александровская Val	10	81,55	0,26	5,52	0,79	1,49	2,04	1,24	0,05	0,5	1,34	0,63	0,37	4,23	99,64
	2	61,1	0,7	15,04	2,14	4,8	2,92	3,56	0,08	1,3	2,83	0,28	1,07	4,58	99,33
	3	44,3	1,63	20,98	2,53	6,05	4,39	3,33	0,10	1,52	3,24	0,20	0,53	11,3	99,67

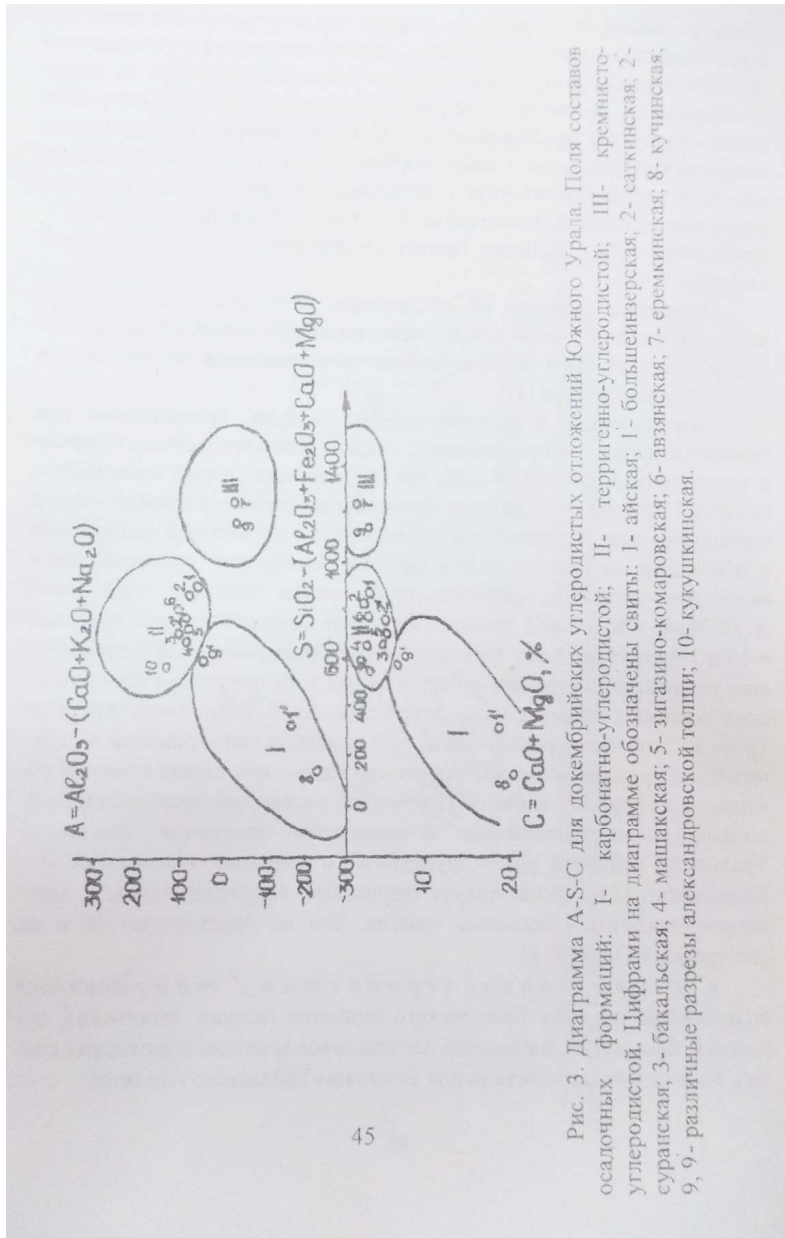


Рис. 3. Диаграмма А-С-С для докембрийских углеродистых отложений Южного Урала. Поля составов осадочных формаций: I- карбонатно-углеродистой; II- терригенно-углеродистой; III- кремнисто-углеродистой. Цифрами на диаграмме обозначены свиты: 1- айская; 1- большендерская; 2- саянская; 2- суранская; 3- бакальская; 4- машакская; 5- зигзино-комаровская; 6- авзянская; 7- еремкинская; 8- кучинская; 9, 9 - различные разрезы александровской толщи; 10- кукушкинская.

толщ. В нижней части наиболее полных разрезов этого типа присутствуют алевропесчаники и песчаники, переслаивающиеся с углеродистоглинистыми сланцами и алевролитистыми известняками. Выше по разрезу появляются доломиты и доломитовые известняки, которые постепенно становятся преобладающими. Они ассоциируют с углеродистоглинисто-карбонатными (графит-карбонатными, графит-биотитовыми, пироксен-графит-биотитовыми) породами, образуя с ними сложные пачки переслаивания. Минеральный состав углеродистых отложений— плагиоклаз, кварц, карбонат, биотит, углеродистое вещество (графит), амфибол.

Некоторые сведения об обстановках накопления углеродсодержащих осадков получены при анализе отношений окислов ряда элементов, рекомендуемых в качестве элементов-индикаторов геохимических условий седиментации [1].

Гидролизатный и алюмокремневый модули, применяемые для оценки степени зрелости материала осадков колеблются соответственно в пределах 0,35-0,46 и 0,24-0,33, что указывает на низкую химическую зрелость осадков и позволяет большинство рассматриваемых пород карбонатно-углеродистого типа сопоставлять с глинистыми силицитами и обычными глинами. В пользу слабого химического преобразования исходного материала свидетельствуют также значения отношений Al_2O_3/Na_2O и K_2O/Na_2O , которые меняются соответственно в пределах 6-14 и 1-3; это указывает, по-видимому, на преимущественно механическое разрушение материала субстрата. При этом показатель климатических условий седиментации— отношение Al_2O_3/TiO_2 , меняющееся от 13 до 30 позволяет предположить, что процессы выветривания и седиментации происходили в обстановке гумидного или переходного от гумидного к аридному климату. Первичный состав субстрата рассматриваемых метаморфизованных углеродистых отложений Восточно-Уральского поднятия, реконструируемый с помощью диаграмм А. А. Предовского [53], соответствует грауваккам, гидрослюдистым и монтмориллонит-гидроолюдистым глинам. Это же подтверждается и на диаграмме АКМ (рис. 4).

К терригенно-углеродистому типу относится большинство разрезов Башкирского поднятия (айская, саткинская, суранская, бакальская, машакская, зигазино-комаровская и авзянская свиты), а также кукушкинская толща Восточно-Уральского поднятия.

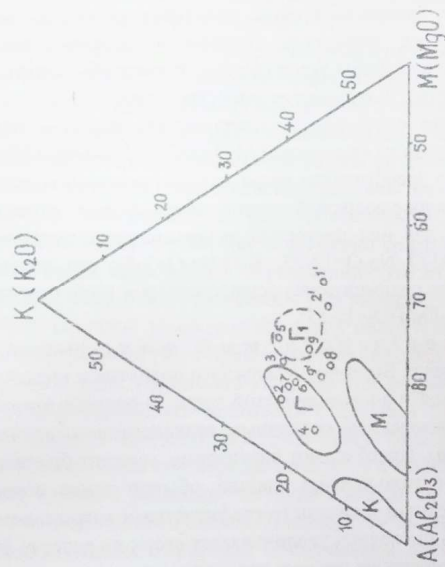


Рис. 4. Диаграмма АКМ для докембрийских углеродистых отложений Южного Урала.
 Поля глин: К- каолинитовые; Г-Г- гидрослюдистые; М- монтмориллонитовые.

В этом типе отложений углеродистые породы чередуются с песчаниками и алевролитами, реже встречаются известняки и доломиты, в том числе и углеродисто-глинистые. Для отложений в целом свойственен трансгрессивный характер осадконакопления, который хорошо распознается в строении кукушкинской толщи. Основание ее разреза слагают метаморфизованные брекчии и гравийно-песчанистые разности аркозового или полимиктового состава. Брекчии являются базальным горизонтом, начинающим терригенную серию осадков. Большая часть разреза толщи сложена песчаниками, гравийно-песчаными, алевритовыми, алевро-псаммитовыми разностями пород. К верхней части разреза тяготеют алевритовые, алевро-пелитовые, пелитовые разности, часто с примесью графитистого материала, содержащие местами прослой мраморов. Основные минералы углеродистых отложений— кварц, плагиоклаз, серицит, биотит, углеродистое вещество, пирит.

Петрохимические особенности углеродистых пород— относительно высокое содержание глинозема ($Al_2O_3/SiO_2=0,23-0,49$; $ГМ=0,36-0,56$) и существенное преобладание калия над натрием— указывают на преимущественно гидрослюдистый состав цемента этих отложений. Исходный материал для них претерпел незначительную химическую дифференциацию ($Al_2O_3/Na_2O=12-23$; $K_2O/Na_2O=2-8$); его перенос и отложение в бассейне седиментации осуществлялись в обстановке гумидного климата ($Al_2O_3/TiO_2=19-23$).

Кремнисто-углеродистый тип отложений установлен только в пределах Восточно-Уральского поднятия и представлен разрезами еремкинской и александровской толщ. В составе отложений участвуют метаморфизованные осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные породы. Преобладают биотитовые, серицит-биотитовые, хлоритовые, биотит-актинолитовые сланцы, обычно тонко переслаивающиеся с графитистыми и слюдисто-графитистыми кварцитами. Количество и мощность последних увеличивается вверх по разрезу. Намечается общая трансгрессивная фациальная зональность отложений— от полимиктов-граувакк в низах разрезов до пелитовых образований в верхней их части.

Метаморфизованные углеродистые отложения сложены ограниченным набором породообразующих минералов— это в основном кварц, полевой шпат и графит. Содержания кварца достигают 92-96%, графит образует пылевидные, иногда мелкочешуйчатые выделения в кварце. В качестве второстепенных минералов обычно присутствуют

биотит, мусковит, гранат, апатит, рутил, эпидот; рудные представлены пиритом, пирротинном, реже сфалеритом, ильменитом, пентландитом.

Анализ химического состава графитистых кварцитов с использованием петрохимических параметров Я. Э. Юдовича [97] показал, что исходными образованиями для них были первично кремнистые породы в различной степени обогащенные органическим веществом. Характерные особенности— относительная "чистота" химического состава пород, повышенное содержание в них P_2O_5 , низкие значения информативных параметров физико-химических условий седиментации, вполне соответствуют кремнистым аквагенным отложениям (эвсилитам), образовавшимся в гумидной обстановке.

Рассмотренные типы разрезов углеродистых формаций связаны взаимопереходами. Это особенно хорошо заметно при детальном анализе отложений карбонатно-углеродистого и терригенно-углеродистого типов. Так, почти во всех разрезах карбонатно-углеродистого типа среди углеродистых карбонатных отложений присутствует довольно значительная примесь терригенного гравийно-песчаного или алевропелитового материала, а ряд обломочных пород терригенно-углеродистого типа отложений непременно содержит включения и отдельные пачки карбонатных образований. Это становится еще более очевидным, если в поля диаграммы A-S вынести частные значения химических составов углеродистых пород обоих типов— они образуют почти непрерывный ряд с преимущественной локализацией фигуративных точек в поле терригенно-углеродистой формации. Сопоставление кремнисто-углеродистых отложений с другими типами углеродсодержащих пород в пределах Восточно-Уральского поднятия весьма затруднительно. Здесь они нередко находятся в тектоническом залегании, поэтому трудно с уверенностью судить имеем ли мы дело с фациальными разновидностями единой углеродистой формации, или же разрезы допалеозойских отложений представлены несколькими разобщенными уровнями отложений и должны выделяться в ранге самостоятельных формаций.

Содержание $C_{орг}$

В генетическом отношении отчетливо распознаются два типа углеродистого вещества — седиментационно-диагенетический, присутствующий всем рассмотренным формациям Башкирского поднятия и мета-

морфогенный, установленный в основном для углеродистых отложений Восточно-Уральского поднятия.

Седиментационно-диагенетический тип наиболее часто представлен тонкорассеянной формой выделения УВ. Углеродистые частицы размером не более 0,005 мм равномерно пропитывают всю массу породы, или концентрируются в виде пятен, неправильных и линзовидных скоплений. Такая форма нахождения УВ обычно характерна для монотонных или неяснослоистых черносланцевых толщ терригенно-углеродистого типа. В песчаниках и алевритистых породах углеродистое вещество концентрируется в межзерновых промежутках и выполняет цементирующую роль. При наличии тонкой горизонтальной слоистости УВ обособляется в виде отдельных слоев толщиной от нескольких миллиметров до 10-15 см. В доломитах и известняках карбонатно-углеродистого типа УВ присутствует в форме тонкодисперсных пылевидных включений, равномерно распределенных в породе; в перекристаллизованных карбонатных отложениях с гранобластовой структурой, отмечается очищение зерен — углеродистое вещество выносится за их пределы и образует тонкие оторочки на гранях одиночных кристаллов или их агрегатов. Согласно данным рентгеноструктурного и термографического анализов, а также электронномикроскопическим наблюдениям, выполненным для терригенно-углеродистых отложений зигазино-комаровской свиты, углеродистое вещество в них соответствует шунгиту.

Метаморфогенный тип углеродистого вещества представлен графитом. Основная его масса обособляется в виде полосчатых, прожилковидных, линзовидных и неправильной формы скоплений. В метаморфизованных углеродистых формациях Восточно-Уральского поднятия выделяются следующие морфогенетические типы графита: 1) чешуйчатые выделения гексагонального и призматического габитуса размерами 0,01-0,1мм x 0,005-0,01мм, часто изогнутые, деформированные и ориентированные параллельно полосчатости и рассланцеванию. Графит обычно приурочен к зернам кварца, реже встречаются его вростки в карбонатных минералах или звездчатые срастания внутри пирротина; 2) тонкозернистые хлопьевидные и сгустковые скопления, а также линзовидные микропрослой мощностью до 2,0мм в ассоциации с табличками слюды; 3) пылевидные и тонко чешуйчатые выделения в мелкозернистом кварце. Визуально и в шлифах хорошо заметны следы метаморфической перегруппировки углеродистого вещества —

возникновение наложенных микротрещинных выделений среди тонкодисперсной углеродистой массы, а иногда отмечаются прожилки кварц-карбонат-слюдисто-графитистого состава среди вмещающих пород за пределами углеродсодержащих прослоев, что явно указывает на частичную миграцию УВ при метаморфизме.

Содержание $C_{орг}$ в отложениях терригенно-углеродистого типа Башкирского поднятия изменяется в широком диапазоне (табл. 6), от значений близких к 0,1 и достигая почти 1,0%. Однако на графике частот содержаний $C_{орг}$ (рис. 5) большинство значений группируется в интервале 0,15-0,25 и 0,55-0,65% с условными средними величинами $C_{орг}$ 0,19 и 0,59% соответственно. Максимальные концентрации $C_{орг}$ присущи углеродистым сланцам бакальской свиты— 0,9%, в среднем 0,66%; менее углеродисты суранские отложения— среднее содержание в них $C_{орг}$ по 15 пробам составляет 0,55% при максимальном значении 0,92%. Для остальных свит Башкирского поднятия отмечаются невысокие средние величины $C_{орг}$. В большинстве частных проб обнаруживается обратная зависимость между содержанием CO_2 и $C_{орг}$ — обычно максимумы концентраций $C_{орг}$ приурочены к наименее известковистым, либо к умеренно известковистым разностям углеродистых пород.

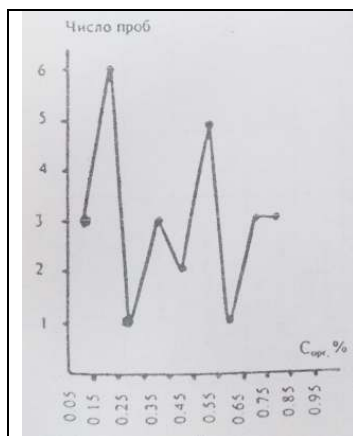


Рис 5. Гистограмма частот содержаний $C_{орг}$. Для черносланцевых отложений терригенно-углеродистого типа Башкирского поднятия

Таблица 6.
Среднее содержание $C_{\text{орг}}$ в отложениях терригенно-углеродистого типа
Башкирского подъятия, %

Свита	Кол-во проб	CO_2	$CO_{\text{общ}}$	$C_{\text{орг}}$
Айская R_{1ai}	2	0,0	$\frac{0,61}{0,57-0,64}$	0,51
Саткинская R_{1st}	6	$\frac{0,02}{0,0-0,02}$	$\frac{1,7}{0,21-8,3}$	0,39
Суранская R_{1sr}	15	10,79 1,27-20,41	3,34 0,58-6,9	0,55 0,1-0,92
Бакальская R_{1bk}	5	1,81 0,2-3,18	0,77 0,19-1,5	0,66 0,48-0,94
Машакская R_{1ms}	2	0,02	0,29	0,28
Зигазино- комаровская R_{2zk}	18	$\frac{2,68}{0,02-21,07}$	$\frac{0,73}{0,18-5,86}$	$\frac{0,31}{0,17-0,81}$
Авзянская R_{2av}	7	$\frac{6,6}{0,0-13,17}$	$\frac{0,88}{0,1-4,2}$	0,6

Судя по нашим и литературным данным, содержания $C_{\text{орг}}$ в черных сланцах крайне не выдержаны как по разрезу, так и по простираю одной и той же свиты. Так, например, для саткинской и зигазинокомаровской свит концентрации $C_{\text{орг}}$ соответственно составляют 0,34-1,36% и 1,58% [42], а в возрастных аналогах бурзяния на юге Башкирского поднятия— от 0,22-0,59 до 1,13-3,65% [34]. Приведенные значения $C_{\text{орг}}$ в большинстве случаев близки кларковым, что позволяет относить рассматриваемые породы к нормальным осадочным образованиям и лишь некоторую их часть квалифицировать как низкоуглеродистые черные сланцы. Содержания углеродистого вещества в отложениях терригенно-углеродистого типа зависят от их гранулометрического и вещественного состава и обычно повышаются при увеличении дисперсности осадка, в тонкопереслаивающихся песчано-глинистых толщах, наиболее обогащенными $C_{\text{орг}}$ и интенсивнее окрашенными в черный цвет оказываются глинистые прослойки.

Аналитическими данными по концентрации свободного углерода в черных сланцах Восточно-Уральского поднятия мы не располагаем. Содержания $C_{\text{орг}}$ в различных формациях оценены приблизительно с помощью количественных петрографических наблюдений и расчетным путем по методике Я. Э. Юдовича [97]. Полученные таким образом данные показывают, что черносланцевые формации Восточно-Уральского поднятия в целом богаче УВ, чем аналогичные отложения Башкирского поднятия. Так, в карбонатно-углеродистых отложениях кучинской и александровской толщ наблюдаемые и расчетные содержания УВ соответственно составляют 1-3%; 1,7% и 8,0%; 6,7%; для терригенно-углеродистой формации средние значения этих величин достигают 5,0% и 1,8%, а черные сланцы кремнисто-углеродистого типа содержат 3,0% и 2,5% УВ. При этом следует иметь в виду, что указанные концентрации углеродистого вещества во всех породах являются, по-видимому, остаточными, что обусловлено воздействием на них интенсивного метаморфизма. Так, по данным Я. Э. Юдовича [97], процесс преобразования углеродистого вещества от торфяной до графитовой стадии сопровождается потерей около половины исходной массы $C_{\text{орг}}$ за счёт отщепления ряда низкомолекулярных продуктов— углекислоты, сероводорода, аммиака, метана. Обычно превращение любых форм УВ в графит происходит при достижении степени метаморфизма выше зеленосланцевой фации. Эти данные позволяют уверенно отно-

силье все черносланцевые отложения Восточно-Уральского поднятия к нормальному углеродистому типу.

Содержание элементов примесей

Определение малых элементов, включенных в выборки (табл. 7, 8), выполнялось в основном спектральным полуколичественным методом. Часть из них продублирована атомно-абсорбционным анализом. Сходимость результатов удовлетворительная. Выборки достаточно однородны (коэффициент вариации не превышает 50%) и характер распределения большинства элементов-примесей в углеродистых отложениях не противоречит нормальному закону. Это позволяет считать среднеарифметические содержания элементов как вполне надежные и использовать их при анализе.

Большинство элементов во всех типах углеродистых отложений обнаруживают тесные корреляционные связи и могут быть объединены в геохимические ассоциации, характерные для обломочной (Ti, Al, Zr, Cr) и карбонатной (Ca, Sr, Ba, Pb) фракций черных сланцев, а также связанные с сульфидами (Co, Ni, As, Zn, Cu) и возможно с органическим веществом (Mn, Pb, V).

Отложения *карбонатно-углеродистого типа* Башкирского и Восточно-Уральского поднятий характеризуются различными геохимическими особенностями. Так, содержания большинства элементов в углеродистых породах Башкирского поднятия почти в два раза ниже кларковых для обычных глин и глинистых сланцев (рис. 6). Как и ожидалось, для этого типа отложений характерны очень низкие средние концентрации элементов терригенной группы. Ни в одной из проанализированных проб значения титанового модуля (ТМ) не превышают 0,05 (в среднем 0,04). Кроме того, рассматриваемые породы значительно беднее Ti и Al по сравнению с углеродистыми образованиями других типов. Им же свойственны пониженные содержания Cr и низкое (околокларковое) отношение Cr/Ti. Значения концентраций всех элементов терригенной группы в углеродистых отложениях изменяются вполне согласовано, что указывает, по-видимому, на их общий источник и единую форму нахождения. Отмечаются очень низкие величины отношений К к Са (<0,5), что связано с заметным возрастанием удельного веса карбонатного компонента и уменьшением глинисто-

Таблица 7.

Среднее содержание элементов-примесей в углеродистых породах
Башкирского подъятия (п. 10⁻³ %)

Свита	Кол-во проб	Ni	Co	Cr	Mn	V	Ti
Айская R _{1ai}	191	4,07 2,0-7,0	1,0 0,3-2,0	9,0 3,0-15,0	32,1 15,0-100,0	10,9 7,0-15,0	532,9 500,0-1000,0
Большееинзерская R _{1bin}	27	4,84 1,4-11,8	1,43 1,0-2,3	5,74 2,4-9,4			
Саткинская R _{1st}	144	4,6 3,0-7,0	0,9 0,3-1,0	8,4 5,0-15,0	22,8 15,0-50,0	12,3 7,0-20,0	428,3 300,0-1000,0
Суранская R _{1sr}	6	3,85 2,5-4,8	0,77 0,1-1,3	4,95 2,5-6,5			
Бакальская R _{1bk}	72	5,4 3,0-7,0	2,0 0,7-2,5	7,5 3,0-15,0	20,0 10,0-50,0	10,0 7,0-20,0	400,0 200,0-700,0
Матакская R _{1ms}	4	7,0 6,9-7,1	2,45 2,4-2,5	13,0 9,0-15,0			
Зигазино- комаровская R _{2zk}	35	4,5 2,0-7,0	0,8 0,3-2,0	10,0 3,0-15,0	32,0 10,0-50,0	13,0 10,0-50,0	571,0 300,0-1000,0
Авзянская R _{2av}	11	4,4 2,9-6,4	1,15 0,6-2,0	8,39 4,6-12,0			

Продолжение таблицы 7.

Свита	Кол-во проб	Cu	Zn	Pb	Ba	Sr	Zr
Айская R _{1ai}	191	6,9 3,0-15,0	8,6 5,0-15,0	2,03 1,5-3,0	88,4 50,0-150,0	12,6 10,0-15,0	21,3 10,0-30,0
Большелазерская R _{1bin}	27	2,26 1,0-9,8	6,68 2,2-12,2			30,0 17,0-47,6	14,0 12,4-16,8
Саткинская R _{1st}	144	2,57 3,0-10,0	8,0 5,0-15,0	2,1 0,7-5,0	63,0 30,0-100,0	11,9 10,0-15,0	12,5 10,0-15,0
Суранская R _{1sr}	6	1,75 1,1-2,4	8,03 2,1-20,0	1,0 1,0-1,1			
Бакальская R _{1bk}	72	7,0 2,0-15,0	6,7 5,0-10,0	1,5 0,7-3,0	59,0 30,0-70,0	10,5 10,0-15,0	15,0 7,0-20,0
Машакская R _{1ms}	4	0,65 0,5-0,75	4,2 3,9-4,5	5,0 1,4-7,0			
Зигалино- комаровская R _{2zk}	35	8,8 5,0-10,0	7,8 3,0-20,0	2,2 1,0-3,0	51,9 20,0-70,0	17,0 10,0-20,0	24,3 10,0-30,0
Авзянская R _{2av}	11	2,89 1,5-4,8	6,03 1,9-11,0	1,55 0,4-2,8			

Таблица 8.
Среднее содержание элементов-примесей в углеродсодержащих породах Восточно-Уральского пояса ($n \cdot 10^{-3} \%$)

Толща	Кол-во проб	Ni	Co	Cr	Mn	V	Ti	P	Cu
Еремкинская R _{1,2er}	3	10,0 5,0-15,0	1,1 0,7-1,5	26,7 20,0-30,0	26,7 30,0-50,0	26,7 10,0-50,0	150,0 100,0-200,0		9,7 7,0-15,0
Кучинская R _{3kc}	8	10,3 6,0-12,0	1,9 1,0-3,0	10,4 6,0-15,0	243,8 150,0-300,0	6,9 5,0-8,0	287,5 100,0-400,0	48,5 40,0-60,0	6,1 3,0-15,0
Кукушкинская V _{7kk}	3	9,3 3,0-15,0	3,0 1,0-5,0	3,7 3,0-5,0	8,0 7,0-10,0	6,0 3,0-10,0	333,3 200,0-500,0		7,3 5,0-10,0
Александровская Val	69	12,8 3,0-30,0	2,6 1,0-10,0	16,2 3,0-90,0	97,7 30,0-300,0	12,3 3,0-30,0	407,2 200,0-1000,0	233,8 50,0-600,0	10,5 3,0-30,0

Продолжение таблицы 8.

Толща	Кол-во проб	Zn	Pb	Ag	As	Mo	Ba	Sr	Zr
Еремкинская R ₁₋₂ ег	3	20,7	3,5	0,05	0,7	0,79	73,3	16,2	8,0
		5,0-50,0	0,5-5,0	0,03-0,1	0,0-2,0	0,2-2,0	50,0-100,0	15,0-20,0	7,0-10,0
Кучинская R ₁₋₂ к	8		1,65	0,02	5,0	0,2	36,3	28,8	9,8
			1,2-2,5	0,015-0,03	5,0-6,0	0,15-0,6	30,0-50,0	20,0-30,0	8,0-10,0
Кукушкинская V ₇ кк	3	13,3	6,7	0,01	2,0	0,45	90,0	11,7	18,3
		10,0-20,0	3,0-10,0	0,0-0,015	2,0	0,15-0,6	70,0-100,0	10,0-15,0	10,0-30,0
Александровская Val	69	12,4	2,4	0,04	3,5	0,33	33,6	12,0	9,2
		2,0-30,0	0,7-5,0	0,01-0,2	2,0-10,0	0,1-1,0	10,0-100,0	10,0-50,0	5,0-15,0

Примечание: в числителе — среднее содержание; в знаменателе — пределы колебаний.

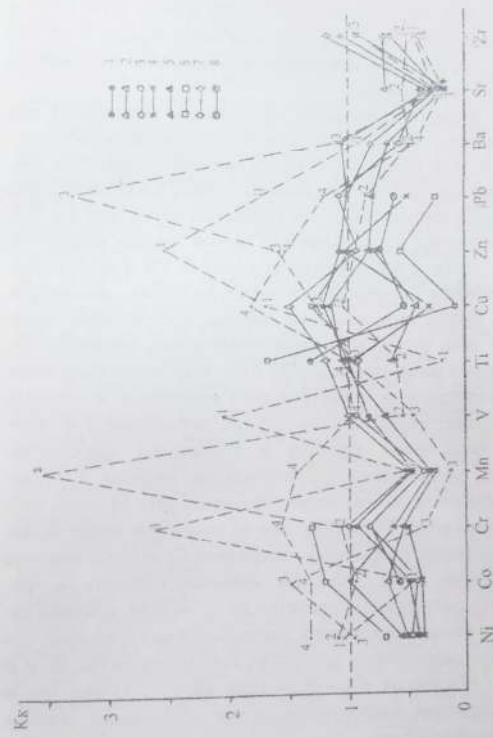


Рис. 6. Содержание малых элементов в докембрийских углеродистых отложениях Южного Урала. 1-8— свиты: 1- айская, 2- большешенская, 3- саткинская, 4- суранская, 5- бакальская, 6- машакская, 7- зиганно-комаровская, 8- авзянская. Цифрами на графике показаны толщи: 1- еремкинская, 2- кучинская, 3- александровская, 4- кукушкинская.

ментов карбонатной группы (Ca и Sr) для данных отложений становится преобладающим по сравнению с углеродистыми породами других типов, хотя их содержания не превышают кларковых значений. Для углеродистых пород характерны устойчиво повышенные концентрации фтора, причём в разрезе карбонатно-углеродистого типа отложений они явно контролируются литологическим фактором: песчаники оказываются беднее фтором, чем алевриты (0,05-0,07% против 0,1-0,15%) и карбонатные породы (0,2-0,3%), а аномальные концентрации F (0,5%) присущи только углеродистым известково-доломитовым и углеродистым терригенным образованиям.

Существенно иные геохимические особенности выявляются для отложений карбонатно-углеродистого типа Восточно-Уральского поднятия. Здесь почти весь спектр рудогенных элементов-примесей (Ni, Co, Cu, Pb) в черных сланцах заметно богаче и близок к кларковым или даже выше кларковых концентраций для глинистых пород (рис. 6). Это объясняется, по-видимому, биофильностью данной группы элементов, их геохимической связью с высокими содержаниями УВ и присутствием в породах сульфидов Fe, способных также выполнять концентрирующие функции. Кроме того, исходные породы, поставившие материал для данного типа отложений, характеризовались, вероятно, несколько повышенными концентрациями Ni и Cu. Ими могли быть ультрабазиты западно-кочкарского и батуровского комплексов в которых постоянно присутствует вкрапленность пирита, халькопирита и пентландита. Объем обломочной фракции в отложениях карбонатно-углеродистого типа, представленной плагиоклазом, кварцем, карбонатом, биотитом, амфиболом, незначителен, что отразилось на очень низком среднем значении в них ТМ (0,05). Тем не менее для пород характерны повышенные (выше кларковых) содержания Sr и более высокое за счет этого отношение Sr/Ti. Обращает внимание схожесть распределения Sr и Ni, что подтверждает единство их источника, как-вым являлись скорее всего коры выветривания ультрабазитовых массивов. Углеродистым сланцам свойственны невысокие концентрации Ba, Sr, K и судя по величине отношения K/Ca=0,14 (при Ba/Sr=1,3) они очень близки слабокарбонатным алеврито-глинистым отложениям шельфа эпиконтинентальных бассейнов.

Углеродистые породы обогащены марганцем. Содержания этого элемента более чем в три раза превышают кларковые значения для обычных глин и являются наиболее высокими по отношению к углеро-

дистым отложениям других рассматриваемых типов. Повышенные концентрации Mn обычно не характерны для углеродистых отложений, по крайней мере большинство черносланцевых формаций фанерозоя отличаются явно пониженными (ниже кларковых) значениями Mn, что объясняется его высокой подвижностью в восстановительных условиях. Тем не менее, имеются указания, что в современных бассейнах седиментации значительная доля Mn в морской воде находится в составе комплексных органических соединений [100]. В нашем же случае, обогащенность Mn черносланцевых отложений может вполне объясняться химическим составом пород области питания и условиями среды седиментации. Учитывая тесную корреляционную зависимость Mn с Cr и Ni можно допустить, что их совместное поступление в бассейн было связано с размывом расположенной недалеко коры выветривания ультрабазитовых массивов, в которых установлены высокие содержания Mn (более 0,3%). Как указывалось выше, при формировании карбонатно-углеродистого типа отложений господствовал гумидный климат, что способствовало миграции Mn в растворенном виде, а восстановительные условия среды седиментации обеспечивали его длительное нахождение в растворенной форме в иловых или придонных водах. Извлечение же Mn из воды и фиксация его в осадок происходили в периоды отложения карбонатных минералов-коллекторов.

Терригенно-углеродистый тип отложений является наиболее широко распространенным в Башкирском поднятии. Он представлен многочисленными разрезами в его северной и южной частях и охватывает стратиграфический интервал от R₁ до R₂. Все это позволяет рассмотреть геохимические особенности пород в пространственно-временном аспекте.

Наибольший интерес представляют самые древние углеродистые толщи— чудинской, кисеганской и сунгурской подсвит айской свиты, отложение которых открывает терригенный этап осадконакопления, в течение которого, по-видимому, размывались коры выветривания кристаллических пород дорифейского возраста Тараташского массива. Общей геохимической чертой для них является пониженное против кларка содержание Ni, Co, Cr, Mn, V, Sr; в то же время постоянно отмечается обогащенность рудными элементами Cu, Zn, Pb, а также Ba и Zr. При этом более высокие концентрации перечисленных элементов фиксируются в отложениях кисеганской подсвиты— самой однородной и мощной среди углеродистых образований айской свиты. Отмеча-

ется приуроченность повышенных содержаний элементов кластогенной группы— Sr, Ti, реже Zr к углеродистым отложениям чудинской подсвиты, что связано с более высокой долей в ее составе терригенного материала, несущего постоянную примесь хромшпинелидов и циркона.

В целом для терригенно-углеродистых отложений айской свиты по сравнению с подобными образованиями других возрастных уровней характерны пониженные параметры гидролизатного (ГМ=0,29) и фемического (ФМ=0,059) модулей, а также аномально высокое значение калиевого модуля (КМ=0,56)— самое высокое для всех рифейских черносланцевых пород. Эти данные позволяют предположить, что терригенный материал, который попадал в состав углеродистых осадков был химически слабо зрелым, обеднен Ti, Al, Fe, Mg и относительно обогащен Si и K. Судя по составу петрогенных окислов разрушению подвергались, скорее всего, диорито-гнейсы и гиперстеновые плагиогнейсы Тараташского комплекса. Среднее содержание Ba в углеродистых породах кисеганской подсвиты заметно выше мирового кларка для обычных глин, равного 800 г/т и составляет 1176 г/т. При сопоставимой литологии это в 2-4 раза больше, чем в других отложениях терригенно-углеродистого типа. Основная часть Ba находится в форме акцессорного барита. На фоне аномально высоких содержаний Ba в породах обнаруживается явный дефицит Sr (в 4 раза ниже кларка). Резкое преобладание Ba над Sr обычно характерно для бескарбонатных (или слабокарбонатных) глинистых осадков относительно глубоководных бассейнов [21]. Как правило, для таких отложений индикаторное значение $Ba/Sr \geq 5$; почти всегда основным носителем для Sr в обломочных породах является карбонатная фаза цемента. Высокое значение Ba/Sr для рассматриваемых углеродистых отложений возможно не случайно и может быть связано как с потерей Sr при корообразовательном процессе в гумидном климате, так и с некомпенсированным состоянием бескарбонатного бассейна седиментации в периоды формирования углеродистых толщ айского времени.

В саткинское время геохимический облик углеродистых отложений становится несколько другим. Их усредненный состав, полученный по серии разобщенных разрезов, характеризуется низкими содержаниями Ni, Co, Cr, Mn, Ba, Sr, Zr и лишь для Cu, Zn и Pb обнаружены более высокие околочларковые концентрации (рис. 6). Из петрохимических особенностей характерно более высокое значение щелочного

модуля ЩМ (0,2 против 0,09 для айских отложений) за счет резкого снижения концентрации калия в составе этих пород, а также повышенное значение закисного модуля ЗМ (0,95 против 0,4 в айских отложениях), указывающее на преобладание в первичном осадке гидролизованного окисного железа. На отдельных участках, например, в обрамлении Бердяушского массива, углеродистая толща саткинской свиты, кроме рудогенных элементов, обогащена в выше кларковых концентрациях V и Cr. Характерная ассоциация терригенных минералов— хромшпинелиды, пироксен, сульфиды, а также закономерное сочетание таких элементов как V-Cr-Cu, указывают на существенную роль базитового и, возможно, гипербазитового источников питания в саткинское время.

В центральных и южных районах Башкирского поднятия углеродистые породы в нижнерифейском терригенном комплексе представлены отложениями суранской свиты. Им свойственны гораздо ниже кларковых содержания всех элементов-примесей, за исключением Zn. Характерны более низкие, чем в саткинских отложениях концентрации калия и закисного железа, а также значительная обогащенность магнием, и как следствие, дальнейшее возрастание значений ЩМ (0,4), ФМ (0,17 против 0,096 для саткинской толщи) и особенно ЗМ (4,3). Последнее вероятно свидетельствует о накоплении осадка в условиях плохо аэрируемого бассейна. Эти и другие особенности углеродистых отложений суранской свиты, в частности их ассоциация с доломитами и известняками, мелкозернистыми песчаниками и алевролитами, несущими признаки формирования в мелководной среде, указывают на изменившуюся палеогеографическую обстановку. К началу суранского времени на юге Башкирского поднятия произошло обмеление и, вероятно, регрессия раннерифейского бассейна, что привело к значительному удалению возможных источников питания терригенным материалом и сказалось на крайне низком содержании элементов-примесей в углеродистой толще.

Бакальский черносланцевый уровень является завершающим для раннерифейских терригенно-углеродистых отложений в северной части Башкирского поднятия. В основании разреза бакальской свиты присутствует мощная монотонная толща горизонтально-слоистых углеродисто-серицито-глинистых сланцев макаровской подсвиты, для которых отмечается обедненность почти всем спектром анализируемых элементов— Ni, Co, Cr, Mn, V, Cu, Pb, Ba, Sr, Zr; лишь содержания Zn

во всех пробах устойчиво выше кларковых. Верхняя часть разреза бакальской свиты представлена чередованием пачек углеродистых сланцев с известняками и доломитами. Как и нижележащие, черносланцевые отложения верхнебакальского уровня характеризуются низкими концентрациями большинства элементов-примесей; их отличия от углеродсодержащих пород макаровской подсвиты заключаются в более высоких содержаниях Со и Си. Общие петрохимические особенности— высокое содержание глинозема при низкой концентрации калия, повышенные значения ГМ (0,45) и АМ (0,33) указывают на относительно большую зрелость продуктов химического выветривания питающих областей бакальского времени, а частая смена карбонатного и терригенного режимов седиментации, а также значительная обогащенность карбонатных пород кластогенным материалом свидетельствуют о неустойчивом тектоническом режиме и начавшейся постепенной регрессии бассейна. В среднем рифее отложения терригенно-углеродистого типа накапливались в машакское, зигазино-комаровское и авзянское время. В машакской свите, начинающей среднерифейский седиментационный цикл, отложению углеродсодержащей толщи предшествовал период активного основного и кислого вулканизма. Весьма важным признаком для углеродистых пород является присутствие в них вулканогенного материала, указывающего либо на проявление кратковременных вспышек синхронного с осадконакоплением основного вулканизма, либо на размыв ранее отложившихся вулканитов. Среди геохимических особенностей можно отметить следующее. Углеродистые отложения выделяются глубоким минимумом по Cu, Zn, Pb, Ni— соответственно в 9, 2, 4, 1,5 раза ниже кларкового уровня для обычных глин и глинистых сланцев; вместе с тем во всех пробах фиксируются повышенные против кларка в 1,2-1,4 раза содержания Со и Ст. Общей петрохимической чертой для этих пород, подтверждающей существенный вклад базитового материала в углеродистый осадок, является повышенная концентрация элементов-гидролизатов, таких как Ti и Fe и явно аномальные значения ГМ (0,56), ТМ (0,07) и ФМ (0,24)— более высокие, чем в других подобных отложениях терригенно-углеродистого типа.

На зигазино-комаровском уровне углеродистые отложения представлены темно-серыми и черными кварцево-серицито-глинистыми и углеродисто-серицито-глинистыми филлитовидными сланцами, чередующимися с алевролитами и мелкозернистыми кварцитовидными

песчаниками. В отличие от предыдущего стратиграфического интервала, для данных пород характерна еще большая обедненность Ni, Co, Cr, но заметно выше содержания Cu, Zn и Pb; в околокларковых концентрациях установлены V и Zr. Существуют контрастные различия и по основным петрохимическим показателям. Значения содержаний Al, Ti, Fe и Na в зигазино-комаровских углеродистых отложениях существенно снижаются, а Si, Mg и K становятся более высокими. Еще ярче эти различия проявлены в изменении значений генетических модулей. По величинам Al_2O_3/Na_2O и K_2O/Na_2O черные сланцы зигазино-комаровской толщи выглядят более зрелыми, чем таковые машакского уровня: 23,4; 8,2 и 11,8; 2,3 соответственно. На это же указывает и более низкое значение натриевого модуля НМ в первых породах по сравнению со вторыми: 0,04 → 0,1. Фемический и гидролизатный модули выше в машакских отложениях, чем в зигазино-комаровских; эта же тенденция сохраняется и для титанового модуля— для первого типа отложений его значения существенно повышены (0,07), а для второго— близки кларковым для глинистых пород Русской платформы (0,05). Приведенные данные указывают на явно изменившийся геохимический облик питающих областей во второй половине среднерифейского времени.

В авзянской свите, завершающей терригенно-карбонатный разрез среднего рифея, роль углеродистых отложений невелика. Здесь они образуют маломощные прослои среди карбонатных или терригенных пород и характеризуются низкими содержаниями всех элементов-примесей (рис. 6). Углеродистые породы мало чем отличаются от таковых зигазино-комаровского уровня, в частности, можно указать лишь на их меньшую обогащенность магнием и калием. Снижение доли железа и титана в сумме гидролизатных продуктов является общим для сравниваемых отложений, близки для них и значения наиболее информативных модулей, поэтому выше приведенные сведения об условиях накопления углеродистых осадков зигазино-комаровского уровня справедливы и для авзянского времени.

На Восточно-Уральском поднятии терригенно-углеродистый тип отложений представлен кукушкинской толщей. Слагающие ее черные сланцы, пока охарактеризованы недостаточным количеством проб, поэтому решение некоторых вопросов региональной геохимии этих отложений носит предварительный характер и будет уточняться по мере появления дополнительных данных. В первом приближении среди гео-

химических особенностей кукушкинской толщи можно отметить следующие. Признаки гидролизатного характера осадочного материала и динамической дифференциации вещества черных сланцев выявляются по аномальным значениям ГМ (0,56), АМ (0,49), высокому содержанию глинозема и по преобладанию кварца в составе обломочной фракции этих пород. Характерны очень низкие (ниже кларковых) значения ТМ (0,03) и ФМ (0,09), указывающие на незначительную долю в осадке минералов-носителей Ti, Fe, Mg. В совокупности все это означает, что исходным материалом для формирования черных сланцев кукушкинской толщи были преимущественно кислые породы, в частности, несомненно участие продуктов разрушения борисовского мигматитового комплекса и метаморфических образований еремкинской толщи [87]. Породам присущи низкая карбонатность и повышенные содержания бария, что наряду с высокими значениями $K/Ca > 5$ и $Ba/Sr > 5$ свидетельствует об их относительной глубоководности. Содержания Co, Cu, Zn не образуют выраженных аномалий, но не опускаются ниже кларковых значений; отмечается явное обогащение Pb: 67 г/т, что более чем в три раза превышает его кларковые концентрации и является максимально высоким среди всех черносланцевых отложений допалеозойского разреза.

Кремнисто-углеродистый тип отложений пользуется широким распространением среди докембрийских образований Восточно-Уральского поднятия. К этому типу нами отнесены метаморфизованные углеродистые сланцы еремкинской и александровской толщ. От вышерассмотренных формационных типов, данные отложения отличаются достаточно отчетливо присутствием значительных объемов вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород, а также существенно кварцевым матриксом углеродистого осадка.

Обе толщи обладают сходными петрохимическими особенностями, главным образом в высоком содержании кремнезема и низкой титанистости. Однако есть и ряд отличий. Кремнисто-углеродистые сланцы александровской толщи богаче алюминием, магнием, калием и особенно (на целый порядок) окисным железом. В целом для кремнисто-углеродистого типа отложений характерны крайне низкие значения алюмокремневого модуля АМ (0,03-0,05) и щелочного модуля ЩМ (0,4), что подтверждает доминирующую роль кварца в составе обломочной фракции черных сланцев. Породы обеднены титаном по сравнению с любыми другими углеродистыми отложениями как карбонат-

но-углеродистого, так и терригенно-углеродистого типов. Им свойственны невысокие концентрации элементов-гидролизатов и как следствие, самое низкое для всего докембрийского черносланцевого разреза значение гидролизатного модуля ГМ (0,046-0,1). Из других петрохимических особенностей наиболее показательна повышенная фосфатность кремнисто-углеродистых отложений в целом, и главным образом графитистых кварцитов александровской толщи, обусловленная наличием обломковидных включений метаморфизованных графитистых фосфоритов. Содержание P_2O_5 в породах достигает 1,97%. Кроме того, черные сланцы обладают низкой карбонатностью и значительным накоплением Ba по отношению к Sr ($Ba/Sr=4,5$), как это часто характерно для относительно глубоководных отложений. По-видимому, осадки накапливались в некомпенсированном, сравнительно глубоководном морском бассейне, при дефиците кислорода в придонных водах. С этим хорошо согласуются очень высокие значения закисного модуля ЗМ (≥ 2), обычно свойственные восстановительным обстановкам.

Некоторые важные особенности состава устанавливаются количественным спектральным анализом. Типовой геохимической чертой для рассматриваемых отложений можно считать устойчиво высокие концентрации таких элементов-примесей как Ni, Co, Cr, V, Cu, Zn, Pb (рис. 6). Наиболее значительные содержания Cr свойственны углеродистым сланцам еремкинской свиты— в среднем 267 г/т; другая особенность— аномально высокие концентрации V (267 г/т); в два раза большие, чем в обычных глинах и глинистых сланцах. В составе терригенной фракции углеродистых кварцитов присутствуют полевой шпат, апатит, рутил, пирит, халькопирит, пирротин; показательно также наличие небольшого количества сфалерита, ильменита, пентландита. Этот характерный набор минералов логично связывать с основными породами, а повышенная хромистость черных сланцев несомненно указывает на участие в их образовании и гипербазитового материала.

Геохимическое опробование на золото было выполнено только для отложений карбонатно-углеродистого и терригенно-углеродистого типов Башкирского мегантиклинория. Как показали полученные данные содержания золота в большинстве проб карбонатно-углеродистых пород (большеинзерская свита) составляют 0,05-0,07 г/т, что несколько выше величины регионального кларка для подобных отложений. В отдельных пробах концентрации золота заметно варьируют и имеют вы-

сокую дисперсию, колеблясь в диапазоне 0,01-0,001 г/т. Учитывая значительный дефицит элементов-примесей в характеризующих отложениях, а также существенный разброс в содержаниях золота можно допустить, что мы имеем дело с остаточными их величинами, обусловленными постседиментационными преобразованиями пород [98].

В терригенно-углеродистых осадках бердагуловского уровня суранской свиты концентрации золота составляют 0,003-0,005 г/т, что сопоставимо с кларковыми величинами, а самые высокие медианные значения для раннего рифея— 0,007 г/т установлены в углеродистоглинистых сланцах и углеродсодержащих алевролитах сердаукского уровня.

В среднем рифее, в углеродистых породах машакской свиты содержания золота несколько повышаются и обычно составляют 0,005-0,01 г/т, а выше по разрезу в черных сланцах зигазино-комаровского уровня его концентрации не превышают 0,005 г/т.

Вышеприведенные и ранее изложенные [70, 74] литолого-геохимические данные позволяют наметить основные закономерности, свойственные допалеозойским осадочным формациям западной и восточной мегазон Южного Урала.

Можно утверждать, что карбонатные породы среднерифейского уровня Башкирского мегантиклинория отличаются от таковых Восточно-Уральского поднятия более высокими концентрациями тяжелых РЗЭ, обогащены европием и церием [74]. Дефицит церия, свойственный известнякам восточной мегазоны, типичен, как правило, для осадков дистальных частей бассейнов.

Терригенно-углеродистые породы в сравниваемых структурах также обладают различными геохимическими свойствами: значения содержаний Ba, Sr, K, Mn и других элементов указывают на большую глубоководность среднерифейского бассейна на востоке, чем в западной части.

Анализ закономерностей распределения элементов в осадочных отложениях обнаруживает отчетливый сдвиг максимумов концентраций Ba, C_{орг}, P, Sr, Mn в область глубоководных осадков восточной мегазоны и относительное накопление Cr, Ni, Co, Cu, Zn в отложениях мелководных фаций западной мегазоны. Очевидно, что первая группа элементов накапливалась в фациальных зонах спокойной седиментации на значительном удалении от береговой линии с явным преобладанием растворенных форм вещества над взвешенными. Вторая группа

элементов, по-видимому, концентрировалась в фациальных зонах с резкой сменой гидродинамического режима— в прибрежных фациях с преобладанием взвешенных форм миграции вещества.

Выявленные закономерности позволяют ставить вопрос о наличии в позднерифейское время единого эпиплатформенного бассейна, возможно сочленявшегося на востоке с океаном и разобщенного впоследствии складчатыми сооружениями герцинского Урала.

2.3. СУЛЬФИДИЗИРОВАННЫЕ ОСАДОЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

В осадочных породах, особенно углеродистого типа, присутствует сульфидная минерализация, представленная в основном пиритом. Он наблюдается в парагенетических ассоциациях дорудного и рудного этапов минералообразования, характеризуется различными типоморфными признаками и разной концентрацией золота. Нами выделены четыре основных разновидности пирита: осадочно-диагенетический и метаморфогенный дорудного этапа; вкрапленно-метасоматический и прожилково-жильный гидротермальный рудного этапа.

Осадочно-диагенетический пирит (пирит-1) встречается в виде реликтов в основном в пачках тонкого переслаивания углеродистых и углеродисто-карбонатных сланцев с разноморфными кварцевыми песчаниками, в которых при складкообразовании формируются зоны смятия и будинирования. В слабо нарушенных участках разреза отчетливо прослеживается послойное распределение пирита и сохраняются текстурно-структурные признаки его осадочно-диагенетического происхождения. Пирит-1 иногда обнаруживается в составе гранулометрически и минералогически незрелых алевро-песчаников с заметной ролью в цементирующем материале углеродистого вещества. Количество пирита составляет не более 3 %, изредка в слабо изменённых породах оно может достигать 5%. Из морфогенетических видов можно выделить рассеянную и послойную вкрапленность пирита. Форма его выделений близка к фрамбоидальной, размеры составляют от сотых долей мм до 1-2 мм. Судя по текстурам углеродистых отложений и их геохимическим особенностям, формирование сульфидной минерализации происходило синхронно с осадкообразованием и было тесно связано с процессом накопления углеродистого вещества. Имеющиеся

сведения об условиях образования черных сланцев показывают, что углеродистый осадок накапливался в стагнированном мелководном-морском бассейне. В этих условиях, как известно, создается резковосстановительная обстановка, благоприятная для сульфатредуцирующих бактерий, вырабатывающих сероводород, связывающий растворённое в придонных водах железо.

Сульфатный источник серы для осадочно-диагенетического пирита подтверждается изотопными данными. По результатам анализов установлено, что сера пиритов обогащена тяжёлым изотопом; значения δS^{34} варьируют в диапазоне от +8,4 до +27,4‰, что существенно превышает величину метеоритного стандарта.

Значения содержаний золота в пирите из алевро-песчаных пород колеблются в широких пределах, но не превышают 0,05 г/т. Более высокие концентрации золота (до 0,5 г/т) обнаружены нами в осадочно-диагенетическом пирите среди черносланцевых отложений. Между содержаниями золота и морфогенетическими формами пирита определенной связи не обнаруживается. В целом по имеющимся данным, концентрации золота в рассматриваемом пирите сопоставимы с таковыми для осадочно-диагенетических и раннеметаморфических сульфидов из сходных пород Енисейского кряжа [52], Патомского нагорья [12] и Кольского региона [19]. Учитывая слабый метаморфизм осадочных пород и частую приуроченность сульфидной вкрапленности к обогащенным органикой глинистым прослоям, можно считать, что в процессе диагенеза осадков, золото захватывалось сульфидами железа при их кристаллизационном росте.

Метаморфогенный пирит представлен крупными (до 1,5-2,0 см) кристаллами, часто в ассоциации с пирротинном. Он обычно локализуется в зонах послойных кливажных трещин или в замках микроскладок в форме линзовидных обособлений и носит отчетливый наложенный характер. Содержание пирита в линзовидных обособлениях варьирует от 5 до 30 %, а их количество в метаморфизованных зонах изменчиво и хорошо коррелируется с объемом первичной сульфидной вкрапленности во вмещающих породах. Так в мощных пластах песчаников с исходно бедной первичной вкрапленностью сульфидных минералов линзовидные обособления пирита крайне редки, а в пачках тонкого переслаивания глинисто-песчаных пород, где осадочно-диагенетический пирит является обычной примесью иногда на каждом метре разреза можно наблюдать до 2-3 таких обособлений. По своим

морфогенетическим особенностям пирит полностью соответствует типичным метакристаллам. Ему свойственны почти идеальная кристаллическая огранка и отчетливый идиоморфизм по отношению к окружающим минералам. Многие кристаллы изобилуют включениями нерудных минералов, захваченными в процессе роста пирита; включения таких минералов-узников в метакристаллах сохраняют свою первоначальную ориентировку и соответствуют общему направлению сланцеватости пород. По периферии кристаллов в тенях давления присутствуют оторочки из кварца и карбоната.

Метакристаллы пирита образовались, по-видимому, в основном за счет мобилизации и перекристаллизации раннего пирита в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма. Об этом свидетельствуют широкое развитие в сульфидных зонах типично среднетемпературной хлорит-серицит-карбонатной минеральной ассоциации, а также пространственная совмещенность сингенетичной и наложенной сульфидной минерализации и регенерационные связи между ними.

Метаморфогенные сульфиды являются концентраторами большинства элементов-примесей (табл. 9). Более половины из числа изученных элементов— Cu, Ni, Co, Pb, Au, Ag, Mo, As— обнаруживают тесную связь с сульфидной фазой. В пирите при его содержании в углеродистых отложениях от 5 до 15 % концентрируется 80-100 % общей массы Co, Ni, Ag, As, Au. Относительно вмещающих черных сланцев, метакристаллы пирита заметно обогащены Ni, Co и особенно As (рис. 7). Величина Co/Ni варьирует от 1 до 5, не превышая для большей части проб 1. Уровень концентрации элементов существенно снижается в пирротине— для Co и Ni более чем в 5 раз, а содержание As на целый порядок ниже чем в пирите.

Золото распределено в пирите крайне неравномерно, часть мономинеральных фракций оказалась незолотоносной, в то время как в других сульфидах золото накапливается в количестве от 1,0 до 3,0 г/т. Столь же неравномерны и концентрации серебра, составляющие от 1 до 40 г/т. Корреляционная зависимость для пары золото-серебро отсутствует. Значения Au/Ag колеблются от 0,05 до 0,1. Значительные вариации в содержаниях золота, вероятно, связаны с процессом его метаморфогенной перегруппировки в ранних сульфидах и вмещающих черных сланцах и началом образования самородной формы золота.

Таблица 9.
Содержание элементов-примесей в метаморфогенных сульфидах терригенно-углеродистой формации (г/т)

Сульфиды	Cu	Ni	Zn	Co	Cr	Au	Ag	As	Mo	V
	60	360	32	172	48	1,0	10	500	5	-
	390	470	44	152	68	-	-	-	-	-
	40	160	16	137	53	1,0	20	800	3	40
	500	410	34	226	41	-	40	500	5	50
Пирит	90	140	42	112	52	-	30	300	2	50
	60	20	22	116	48	1,0	20	400	4	60
	120	420	48	276	34	-	1	300	1	5
	90	400	40	238	41	1,0	20	600	4	10
	610	760	30	357	48	3,0	30	100	1	-
	250	520	8	56	34	-	20	500	3	-
Пирротин	20	50	5	30	-	1,5	2	70	-	-
	50	70	5	30	-	1,5	3	20	-	-
	50	60	10	20	-	3,0	3	20	-	-
	30	50	100	15	-	1,0	3	60	-	-

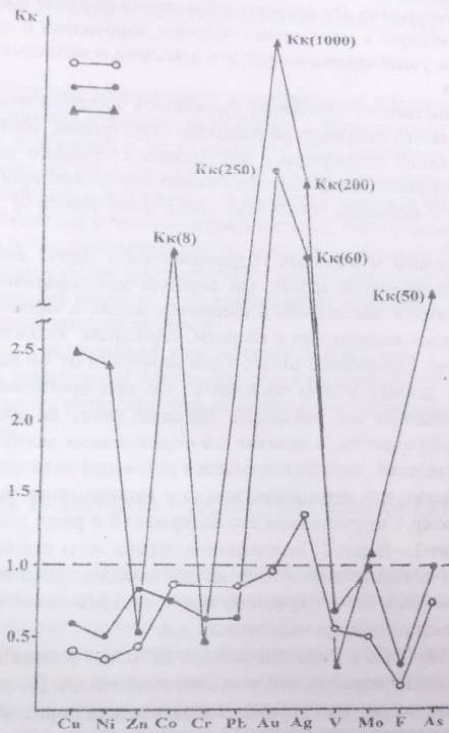


Рис. 7. Коэффициенты концентрации малых элементов в углеродистых (1), углеродисто-сульфидных (2) отложениях и метаморфогенном пирите (3) по отношению к средним содержаниям в глинах и сланцах (по Виноградову, 1962).

Вкрапленно-метасоматический пирит формировался в самом начале рудного процесса. Он представлен мелкими (3-4 мм) кристаллами различного габитуса в ассоциации с кварцем, карбонатом и серицитом, образующими узкие ореолы вокруг зон жильного и метасоматического окварцевания.

Пространственное положение сульфидной минерализации полностью определяется складчато-разрывными структурами, контролирующими размещение золоторудных зон Авзянского рудного района. По данным спектроскопического анализа нескольких проб в околорудном пирите выявлены устойчивые содержания золота от 1,0 до 1,5 г/т.

Прожилковый и жильный гидротермальный пирит является основным концентратором золота. Он образует метасоматические прожилки и прожилки выполнения в кварцевых жилах и вмещающих породах, в которых ассоциирует с кварцем, серицитом, халькопиритом и арсенопиритом. Содержания золота в нем варьируют от 1,0 до 11 г/т.

Из этих данных можно заключить, что при прогнозной оценке сульфидизированных зон решающее значение имеет не общая насыщенность пород пиритом, а наличие его определенных морфогенетических разновидностей, характеризующихся различной золотоносностью. Вполне очевидно, что накопление золота в рудных зонах носило стадийный характер с возрастанием его содержания в ряду: углеродистая порода—пирит-1—пирит-2. Возникшие в связи с этим промежуточные надкларковые концентрации золота, на два порядка превышающие изначальные фоновые его содержания, могут служить базой для последующего формирования промышленных руд.

Присутствующие в зонах дислокаций дайковые тела не принимали участия в создании надкларковых концентраций золота. По имеющимся данным во всех возрастных группах магматических пород не зависимо от их состава золото содержится на кларковом уровне. Несколько повышенное его содержание в отдельных дайковых телах обусловлено их гидротермальной переработкой и не свидетельствует об исходной специализации магматических пород на золото. Исходя из этого, представляется мало вероятной возможность мобилизации и выноса золота из магматических пород гидротермальными растворами и образование его локальных концентраций, т.е. магматические породы не могут рассматриваться как источник золота в метаморфогенных зонах.

ГЛАВА 3. ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

При изучении золоторудной минерализации Авзянского рудного района выявляется отчетливо выраженная в региональном плане роль разрывных нарушений в ее размещении [76]. Разнотипное по минеральному составу коренное оруденение, отдельные точки минерализации, положительные геохимические аномалии золота, а также его россыпные проявления и золотосодержащие коры выветривания, располагаются вдоль зон разломов и вне их влияния не отмечаются. Рудопрооявления имеют узловое распределение, локализуясь в местах пересечений и сопряжений разломов и сопровождаются интенсивным метасоматическим преобразованием пород.

Наряду с разрывными нарушениями важная роль в размещении оруденения принадлежит локальным зонам расланцевания и трещиноватости, а также разнопорядковым складчатым структурам различной морфологии.

3.1. РОЛЬ РАЗЛОМОВ В ЛОКАЛИЗАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ

Основные разрывные нарушения района показаны на схеме (рис. 8). Среди них по морфологическому признаку можно выделить надвиговые и сдвиговые структуры.

Главной рудоконтролирующей структурой района является Караташский надвиг, ограничивающий с запада зоны развития рудоносных метасоматитов и коренные проявления золоторудной минерализации. Надвиг отчетливо фиксируется геофизическими методами и надежно распознается на космических снимках. На большей своей части он имеет север-северо-восточное простирание и на поверхности проявлен линейной зоной повышенной трещиноватости и напряженной тектонической складчатостью. Известная его протяженность превышает 70 км; на южном фланге рассматриваемой площади, он контролирует пояса даек габбро-диабазов и целый ряд мелких проявлений золоторудной минерализации в бассейнах р.р. Акташский, Кальтива, Куртмоля. Падение плоскости сместителя надвига восточное под углом 60-70°.

На протяжении более чем 25 км надвигом срезаны породы большеинзерской, суранской и зигальгинской свит, а в центральной части района (на широте п. Исмакаево) приведены в соприкосновение отложения большеинзерской и зигазино-комаровской свит, что позволяет оценить амплитуду надвигового перемещения от нескольких сотен метров до 1,5-2,0 км. Все известные рудопроявления золота расположены восточнее фронтальной части надвига, в его висячем крыле.

Геофизические и геологические данные показывают, что в общей структуре района Караташский разлом контролировал развитие процессов осадконакопления и в региональном плане представлял собой конседиментационную структуру, отделяющую шельфовое поднятие большеинзерского времени от смежных с ним прогибов суранского и юшинского циклов седиментации. К своду палеоподнятия приурочены отрицательные гравитационные аномалии, фиксирующие, возможно, нескрытые гранитоидные массивы и зоны метаморфического преобразования пород.

Таким образом, Караташский субмеридиональный надвиг являлся долгоживущей структурой; он играл основную роль как в заложении самого рудоносного поднятия, так и в определении линейной конфигурации оруденения, а также развитии магматизма и метаморфических изменений осадочных толщ.

К востоку от Караташского надвига, параллельно ему, располагаются разломы меньших порядков— Большеавзянский, Юшинский и др. Судя по зеркалам скольжения, зонам рассланцевания и приразломным складкам, эти нарушения имеют те же закономерности в ориентировке сместителей и направлении перемещений. Преобладают среди них малоамплитудные надвиги север-северо-восточного простирания с крутым восточным падением.

Детали строения и надвиговый тип разломов хорошо устанавливаются при маршрутных исследованиях западного борта хребта Б. Шатак. Начиная от долины р. Б. Авзян и до водораздельной части хребта прекрасно обнажены отложения юшинской и машакской свит позднего протерозоя, контакт между которыми почти на всем протяжении тектонический и проходит по Юшинскому разлому.

У подножья хр. Яракташ северный фланг Юшинского разлома простирается по азимуту СВ. 25°, угол падения 40° на юго-восток. Здесь тонкоплитчатые алевропесчаники юшинской свиты перекрыты с угловым несогласием толстоплитчатыми песчаниками машакской сви-

ты; в зоне разлома породы сильно трещиноваты, интенсивно сульфидизированы и серицитизированы.

Южный фланг разлома (западнее г. Катущка) имеет другую ориентировку: азимут простирания $355-0^\circ$, угол падения 65° на восток. Песчано-сланцевые отложения юшинской свиты в приразломной зоне имеют крутые, вплоть до обратных, падения плоскостей расланцевания и срезаются поверхностью разлома, выше которой галька машакских конгломератов сильно раздавлена, а цементирующий материал интенсивно расланцован (рис. 9). Признаки горизонтального перемещения пород на запад имеются как на северном, так и на южном флангах разрывного нарушения. Они определяются по приразломным структурам осадочных комплексов, а также по сопряжению с другими разломами, имеющими северо-западное простирание и субвертикальное или северо-восточное падение.

Подобные разломы меньшей протяженности, с той же характерной ориентировкой сместителей, устанавливаются и в пределах разнотипных отложений машакской свиты. С ними связаны зоны динамометаморфического преобразования пород и развитие сульфидно-кварц-карбонатной минерализации.

В Авзянском рудном районе широко проявлены сдвиговые нарушения генерального северо-западного простирания. Их характерной особенностью является пространственно-временная связь с надвиговыми структурами, с которыми они образуют динамопары. Эти сдвигонадвиговые парагенезисы обуславливают блоковое строение района, особенно хорошо выраженное на участках сближения наиболее крупных субмеридиональных разломов. В этих местах создается общая высокая раздробленность пород, развивается система сопряженных более мелких разрывов, что обеспечивает благоприятные условия для локализации оруденения.

На современном эрозионном срезе сдвиговые разломы проявлены узкими зонами приразломного динамометаморфизма и флексурными изгибами слоев. На аэрофотоснимках они обычно образуют полосы или системы полос, связанные со сгущениями зон повышенной трещиноватости. Ряд прямолинейных притоков р.р. Б. Авзян и Б. Кухтур приурочен к этим нарушениям (ключ Шатакский, Большой Ключ, мелкие лога).

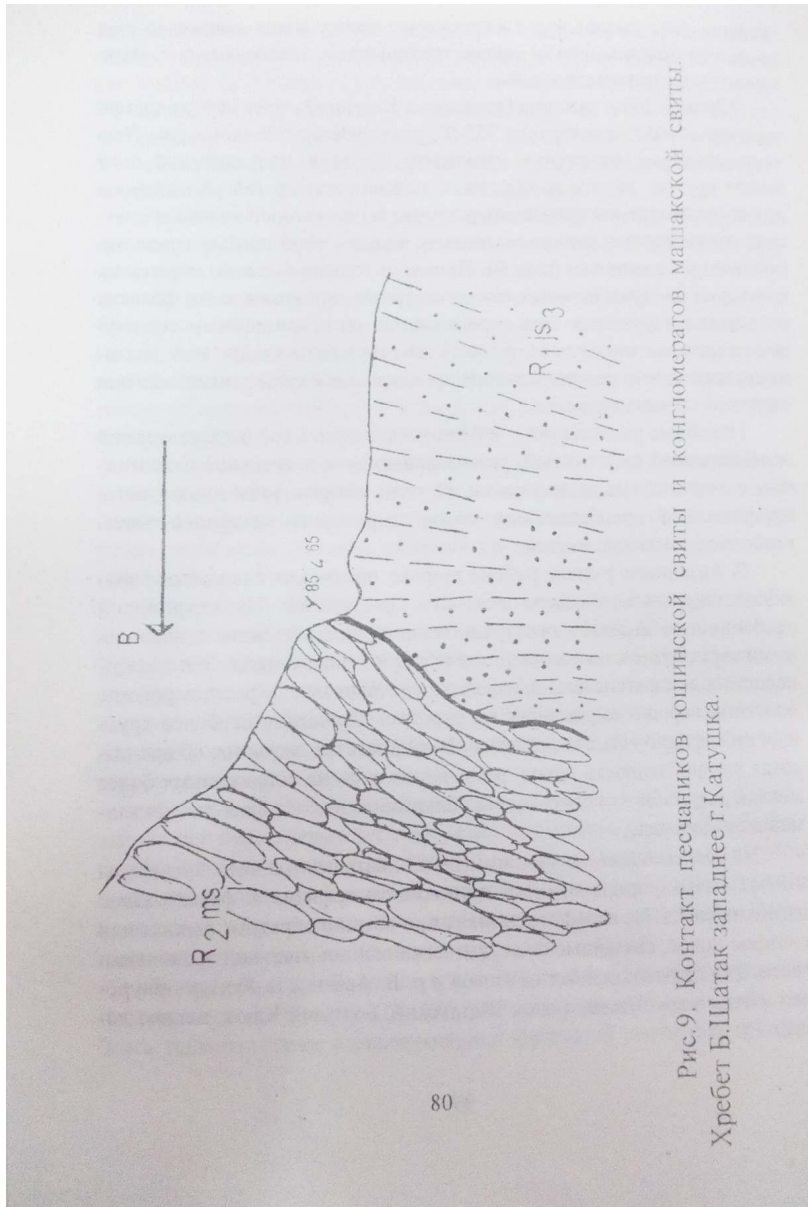


Рис.9. Контакт песчаников юшинской свиты и конгломератов машакской свиты.
Хребет Б.Шатак западнее г.Кагушка.

Преобладают левосдвиговые направления смещений амплитудой от первых метров до нескольких сотен метров. Иногда устанавливается дифференцированный тип движений, сопровождаемый малоамплитудной сбросовой компонентой, которая выявляется по соотношению гипсометрических отметок отдельных слоев, разделенных разломом. Так, например, в низовьях ключа Шатакского, имеющего широтную ориентировку, отмечается преобладание сдвиговой составляющей движения и перемещение толщ в западном направлении вкост простирания пород, а в верховьях того же ключа, простирающегося почти меридионально, можно наблюдать южно-направленные сдвиговые перемещения с вертикальной сбросовой составляющей в 10-15 метров.

Сдвиговая природа северо-западных разломов проявлена и в пределах рудопроявлений Горный Прииск и Улюк-Бар, где шовные зоны этих нарушений, выраженные повышенным рассланцеванием пород, сопровождаются сопряженными с ними северо-восточными разломами, образующими в плане структурные рисунки типичных сдвиговых зон. Очевидно в позднем докембрии активные сдвиговые смещения вдоль северо-западных разломов способствовали раскрытию северо-восточных разрывных нарушений, в узлах сопряжения и пересечения которых с северо-западными разрывными дислокациями локализовалась основная золоторудная минерализация.

Анализ имеющихся геологических материалов показывает, что сдвиго-надвиговые нарушения, подобные вышеописанным, широко распространены в пределах Башкирского антиклинория и играют важную структурообразующую, магма- и рудоконтролирующую роль. Согласно геолого-геофизическим данным, субмеридиональные и северо-восточные системы разломов отличаются наибольшей протяженностью, совпадают с преобладающим простиранием складчатых структур и границами крупных структурно-формационных зон. Северо-западные разломы являются поперечными к генеральному простиранию структур антиклинория и развиты преимущественно в его южной части. Исходя из структурообразующей роли, геологической выраженности и пространственных взаимоотношений систем разрывных нарушений, их заложение можно определить как близко-одновременное с несколько более ранним образованием субмеридиональных разрывов, которые для Башкирского мегантиклинория, по-видимому, являются наиболее древними. Эти разломы неоднократно омолаживались и в современной структуре мегантиклинория хорошо выражены региональ-

ными линеаменами.

Сопоставление положения рудных объектов Башкирского антиклинория с рассматриваемыми разрывными нарушениями позволяет предположить, что последние имеют рудоконтролирующее значение. Важнейшие месторождения и проявления полезных ископаемых пространственно приурочены к этим разломам или расположены в непосредственной близости от них. Например, локальные сдвиго-надвиговые системы разрывов играют весьма важную роль в пространственном размещении и структурном контроле свинцово-цинкового, медного, баритового и флюоритового оруденения, которое локализуется в блоках с наибольшей плотностью таких систем разломов.

В Авзянском рудном районе сдвиго-надвиговыми системами дислокаций контролируются все известные рудопроявления золота— Акташское, Горный Прииск, Калашникова Жила, Богряшка, Рамеева Жила, Кургашлинское, Улюк-Бар. В их пределах рудные жилы, минерализованные зоны и дайки приурочены к сближенным нарушениям и оперяющим трещинам северо-восточного, северо-западного и субширотного направлений с пологими и крутыми углами падения, вписывающимися в систему субмеридиональных надвигов и поперечных локальных сдвигов.

В пространственном размещении тектонических трещин устанавливаются некоторые особенности:

1) северо-восточные трещины, группирующиеся в четкие системы, наиболее интенсивно развиты в тектоническом блоке между Караташским и Большеавзянским надвигами.

Особенно широко зоны повышенной трещиноватости пород развиты в висячем крыле Караташского надвига, вблизи его фронтальной части. В этих зонах, протяженностью до нескольких сотен метров, метаморфизованные терригенно-карбонатные отложения сопровождаются сульфидной минерализацией, окварцеванием и карбонатизацией. Основная роль в концентрации золота здесь принадлежит метаморфогенному пириту. Так, например, в пиритизированных песчано-сланцевых отложениях большеинзерской свиты значения содержания золота колеблются в пределах 0,03-1,0 г/т, обладая высокой дисперсией, а концентрации меди, мышьяка и серебра на порядок выше, чем в аналогичных породах, не подвергшихся динамометаморфическим изменениям. О важной рудоконтролирующей роли трещинных структур

свидетельствует и избирательная приуроченность к ним повышенных концентраций золота в доломитизированных известняках суранской свиты и глинистых сланцах зигазино-комаровской свиты, где общий уровень золотоносности на порядок выше, чем в тех же неизменных породах;

2) тектонический блок между Караташским и Большеавзянским надвигами по преобладающей ориентировке трещин можно разделить на северную и южную части. Общими для обеих частей являются северо-восточные трещины (падение $120-140^\circ \angle 45-70^\circ$), близкие к простиранию основных разрывов; в южной части (рудопоявление Горный Прииск) кроме того, значительно развиты субширотные и северо-западные (рудоконтролирующие) системы трещин, поперечные к общей вытянутости блока (рис. 10);

3) за пределами тектонического блока резко снижаются интенсивность трещиноватости и метаморфических преобразований пород.

Выявленные закономерности размещения мелких тектонических нарушений дают возможность предположить, что основные структурные особенности рудопоявлений были обусловлены движениями по Караташскому и Большеавзянскому надвигам и осложняющим их диагональным сдвиговым нарушениям, обеспечившими благоприятное сочетание рудоподводящих и рудоконтролирующих структур.

3.2. РОЛЬ СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУР В ЛОКАЛИЗАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ

Центральная часть рудного поля, ограниченная Караташским и Большеавзянским надвигами, сложена ранне-среднерифейскими осадками, смятыми в крупную антиклинальную складку, известную под названием Айгырской. Это узкая сильно сжатая складка, простирающаяся по аз. $10-15^\circ$; в северной части ее свод представлен отложениями средней подсвиты большеинзерской свиты, а к югу она погружается в южном направлении и на поверхность выходят более молодые породы.

Антиклиналь асимметрична: ее западное крыло запрокинуто на восток под углом 80° и срезается Караташским надвигом; восточное крыло более пологое, падает на восток под углом 60° . Осевая плоскость антиклинали на всем протяжении наклонена на восток под углом 70° . Шарнир складки воздымается к северо-востоку, обуславливая уве-

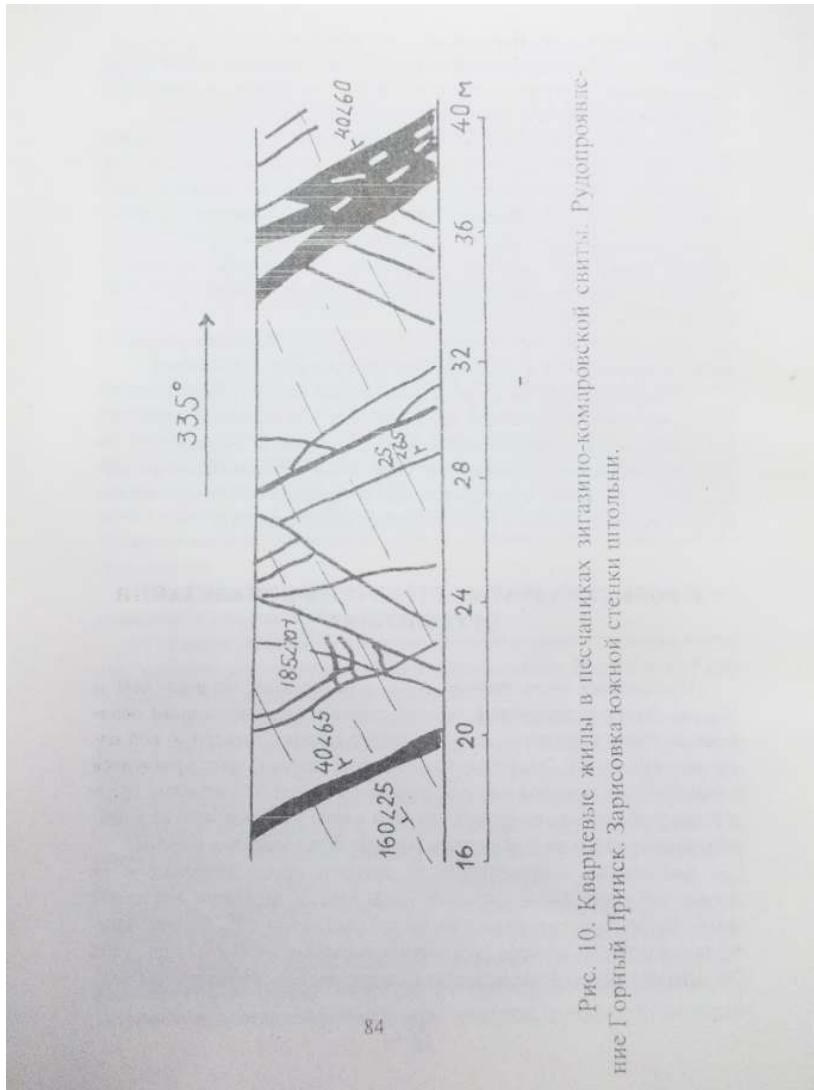


Рис. 10. Кварцевые жилы в песчанках зигвино-комаровской свиты. Рудопроявление Горный Прииск. Зарисовка южной стенки штольни.

личение в этом направлении ширины выхода пород большеинзерской свиты на дневную поверхность. Здесь размах крыльев складки составляет около 5 км.

Дополнительная складчатость Айгырской антиклинали выражена на всем ее протяжении системой многочисленных складчатых нарушений более высоких порядков, имеющих вид узких сжатых изоклинальных складок с очень крутыми падениями крыльев (до 80°) и большой вертикальной амплитудой складчатости.

Наиболее сложное строение имеет южный фланг складки, где расположено рудопоявление Горный Прииск. В южной его части вмещающие терригенные отложения имеют крутое ($\angle 60-70^\circ$) восточное залегание, к востоку они постепенно выволаживаются, а затем приобретают общее северо-западное падение, образуя в юго-западной части рудопоявления брахисинклинальную складку субширотного направления. Наиболее древними породами, обрамляющими складку, являются песчано-алевролит-сланцевые отложения юшинской свиты, выше которых со стратиграфическим перерывом залегают кварцевые песчаники зигальгинской свиты, подстилающие рудовмещающие углеродистые песчано-сланцевые толщи серегинской подсвиты зигазино-комаровской свиты. Складчатая структура осложнена многочисленными разрывными нарушениями северо-западного (аз. $310-320^\circ$) и северо-восточного (аз. $40-60^\circ$) направлений, разбивающими складку на отдельные блоки.

На севере Айгырской антиклинали на широте рудопоявлений Кургашлинское и Улюк-Бар картируются две полные складки антиклинального и синклинального типов, шарниры которых параллельны Караташскому надвигу. Размах крыльев этих складок не превышает 200 метров, амплитуды составляют от 300 до 800 метров, углы падения пород на крыльях варьируют от 60 до 85° . В породах широко развиты кливаж осевой поверхности, микроскладки и трещины отрыва. Крылья складок разбиты двумя системами трещин, выполненными золотосодержащими кварцевыми жилами лестничного типа – аз. пад. $100^\circ \angle 70-80^\circ$ и аз. пад. $115-120^\circ \angle 10-30^\circ$.

По данным опробования многочисленных разведочных выработок, золоторудная минерализация локализуется в основном в складчатых структурах высоких порядков, осложняющих присводовую часть Айгырской антиклинали, примыкающую с востока к Караташскому надвигу. Здесь широко развиты синскладчатые разрывы, залеченные

кварц-сульфидными золотоносными прожилками различных направлений. На участках развития дислоцированных слоистых песчано-сланцевых толщ преобладают согласные межпластовые или межслоевые прожилки, там же, где разрез представлен литологически однородными породами (песчаниками, известняками) важнейшую роль играют секущие прожилки и жилы сложной морфологии. Повышенное избирательное развитие трещин в складчатых структурах высоких порядков, их постоянное выдержанное простирание к осям складок свидетельствует о генетической связи данных трещин с процессами складкообразования.

Таким образом, золоторудная минерализация располагается в блоке с интенсивно проявленной складчатостью линейного типа, возникшей в условиях преобладающего субгоризонтально ориентированного сжатия. С запада этот блок ограничен Караташским надвигом, в результате движения по которому в западном направлении, произошло опрокидывание слагающей его Айгырской антиклинали на восток и возникновение системы мелких напряженных складчатых структур, близких по морфологии к складкам раздавливания. В восточном крыле антиклинали, ограниченном Большеавзянским надвигом, складчатость постепенно затухает и переходит в спокойное моноклинальное залегание пород с падением на восток.

За пределами блока интенсивность складчатых деформаций значительно ослабевает. Так, например, в осадочных и вулканогенных отложениях хр. Б. Шатак локальные проявления пликативных деформаций и складчатости неполного типа можно наблюдать только в пределах надвиговых нарушений. Такие приразломные складки и флексурные изгибы пород изучены нами в песчаниках зигальгинской свиты в районе урочища Мережников Камень и на контакте песчаников и диабазов машакской свиты западного склона г. Катущка. Здесь ширина и высота складок не превышают первых метров, ориентированы они в северо-восточном или субмеридиональном направлениях в соответствии с простиранием сопряженных с ними разрывных нарушений. Складчатость сопровождается повышенной трещиноватостью пород, однако интенсивность ее значительно уступает таковой Айгырской антиклинали.

Анализ геохимических данных показывает, что надкларковые и аномально высокие содержания золота и многих других рудных элементов хорошо вписываются в складчато-разрывную структуру рай-

она. Независимо от возраста и состава отложений повышенная золотоносность отмечается на всех уровнях разреза и подчинена отчетливому структурному контролю.

Так, в сводовой части Айгырской антиклинали, где песчано-сланцевые отложения большеинзерской свиты смяты в мелкие килевидные складки, концентрации золота составляют $100-300 \cdot 10^{-7}$ % при аномально высоких содержаниях мышьяка, кобальта, меди, свинца и бария.

В западном крыле Айгырской антиклинали в осложняющей его небольшой синклинальной складке углеродистые сланцы бердагуловской подсвиты суранской свиты также аномально золотonosны (до $1000 \cdot 10^{-7}$ %), а в русловом аллювии прилегающих водотоков обнаружены знаки золота. Здесь же в смежной антиклинали, сложенной сланцами ангастакской подсвиты суранской свиты, прорванными дайками габбро-диабазов, содержания золота на два порядка выше фоновых. При этом наибольшее количество значащих проб приурочено к пересекающему складку разлому, в зоне влияния которого сланцы брекчированы и сцементированы жильным кварцем с сульфидами.

Обогащенные золотом участки— до $100 \cdot 10^{-7}$ %, обусловленные благоприятным сочетанием складчатых и разрывных структур, выявлены в известняках лапыштинской подсвиты, сланцах зигазино-комаровской свиты, вулканитах и сланцах быковской и калпакской подсвит машакской свиты.

Таким образом, приведенные данные показывают, что золоторудная минерализация локализуется в основном в тектоническом блоке, примыкающем к Караташскому надвику, а в пределах этого блока ее пространственное размещение определяется различным сочетанием разрывных и складчатых структур высоких порядков.

ГЛАВА 4. ТИПИЗАЦИЯ ЗОЛОТОСОДЕРЖАЩИХ ФОРМАЦИЙ И КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЗОЛОТОРУДНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ

При систематике золотого оруденения Авзянского рудного района использованы принципы, вытекающие из понятия рудной формации, как определённой группы месторождений, характеризующихся сходными по составу устойчивыми минеральными ассоциациями, образующимися в близких геологических условиях [37]. Накопленный в последние годы материал по золоторудным месторождениям Урала показывает, [82] что при формационном анализе целесообразно, наряду с устойчивыми комплексами рудных минералов, также учитывать весь комплекс метасоматических пород, связанных с оруденением и подчёркивающих его морфолого-генетические особенности. Совместный анализ оруденения и гидротермально изменённых пород, как производных единого рудного процесса, позволяет более обоснованно классифицировать золотопроявления и рассматривать их в качестве самостоятельных рудно-метасоматических систем. В соответствии с этим золотопроявления Авзянского рудного района объединены в следующие формационные (геолого-промышленные) типы [71]: 1) золото-березитовый, 2) золото-джаспероидный, 3) золото-кварц-сульфидный, 4) золото-кварцевый. Ниже приводится краткая характеристика перечисленных формационных типов.

4.1. АКТАШСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ

Расположено в южной части района и представлено Восточно-Акташским и Западно-Акташским рудопроявлениями. Главный структурный элемент рудного поля— крупная антиклинальная складка, восточное крыло которой пересечено Караташским надвигом, интродуцированным дайками габбро-диабазов. В висячем крыле надвига в катавских известняках залегают дайковые тела габбро-диоритов (?) с которыми ассоциирует Восточно-Акташское рудопроявление золото-березитового типа (рис. 11). К западу от него во фронтальной части

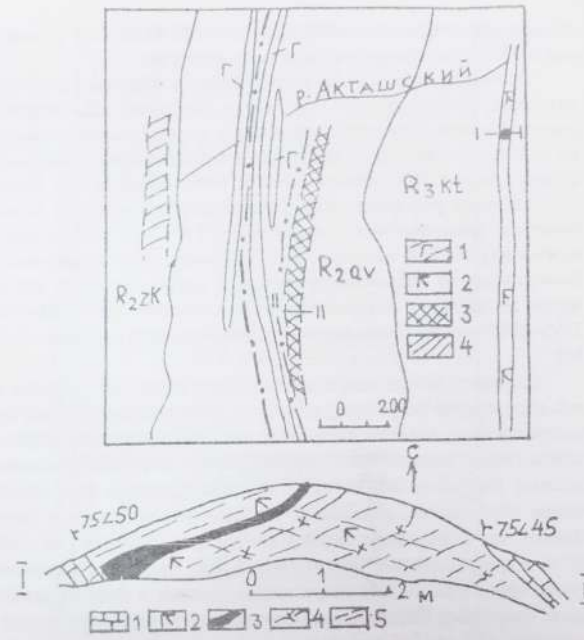


Рис. 11. Геологическая схема Акташского участка и разрез Восточно-Акташского рудопроявления по линии I-I. На схеме условными знаками показаны: 1- габбро-диабазы, 2- габбро-диориты, 3- зона западно-Акташского рудопроявления, 4- зона бурожелезнякового проявления Кургмоля. На разрезе условными знаками показаны: 1- известняки катавской свиты, 2- габбро-диориты с вкрапленностью пирита, 3- кварцевая жила, 4- кварцевые прожилки, 5- элементы залегания.

Караташского надвига локализовано Западно-Акташское рудопроявление золото-джаспероидного формационного типа.

Основные породы дайкового комплекса обнажающиеся в пределах обоих рудопроявлений относятся к дорудным образованиям. Все они интенсивно изменены вторичными околорудными процессами, а на отдельных участках превращены в метасоматиты. Габбро-диабазы Западно-Акташского рудопроявления, отобранные на его флангах из неизменённых разновидностей, характеризуются высокой меланократовостью, повышенной железистостью ($\Sigma\text{Fe}=12-16\%$) и по нормативному минеральному составу относятся к нормальной толеитовой серии. Большинство из них имеет натриевый и калий-натриевый тип щёлочности, по набору и содержанию элементов-примесей ($\text{K/Rb}\sim 300-330$; $\text{Ti/Zr}\sim 200$) породы ближе всего к траппам древних платформ (табл. 10, 11).

Сложнее обстоит дело с диагностикой первичного состава дайковых образований Восточно-Акташского рудопроявления. Здесь на всём их протяжении, в местах доступных для отбора образцов, породы оказались сильно изменёнными гидротермально-метасоматическими процессами. Визуально они выглядят как лейкократовые полнокристаллические образования, отнесенные геологами-съёмщиками к диоритам. Однако, как показывают данные химических анализов (см. табл. 10, 11) и петрографические наблюдения, в этих породах существенно нарушен первичный баланс петрогенных окислов и широко развит комплекс вторичных минеральных образований. В частности можно отметить значительное возрастание в составе пород TiO_2 (до 4 %) и окислов железа (до 14 %), при явной потере SiO_2 (33–37 %), и высокой дисперсии в содержаниях K_2O (0,2–3 %), окислов железа (0,4–9,9 %) и большинства элементов-примесей; отмечается широкое развитие серицита, хлорита, карбоната, рудных минералов, регенерированного кварца. Все это не позволяет уверенно относить породы к тому или иному петрохимическому типу и требует дальнейшего поиска представительных для решения этого вопроса горных пород. Нами эти породы условно отнесены к формации переходного габбро-диабаз-диоритового состава.

В размещении золотого оруденения *Восточно-Акташского рудопроявления* чётко проявлен структурный контроль. Наиболее богатая золотом кварц-сульфидная минерализация локализуется либо вдоль контактов дайки, приуроченной к крутопадающему разрыву, либо со-

Таблица 10.

Химический состав пород дайкового комплекса Акташского рудного поля, %

Место отбора проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	тип	Сумма
Западно-Акташское рудопроявление	50.0	1.9	14.0	4.7	8.84	8.90	6.40	0.20	1.60	3.0	0.20	99.74
	49.0	2.0	14.0	4.9	9.0	9.5	5.40	0.21	1.80	4.0	0.20	100.01
	49.0	2.0	15.0	4.0	7.9	7.8	6.8	0.18	1.30	3.80	2.20	99.98
	49.0	1.55	14.0	7.0	6.80	9.20	6.60	0.18	1.50	3.0	1.40	100.83
	48.0	1.83	14.0	4.4	8.6	9.20	7	0.22	1.50	3.10	1.40	99.75
	48.8	1.93	14.0	4.0	9.30	10.60	7.80	0.21	0.60	2.30	0.80	99.54
Восточно-Акташское рудопроявление	48.7	1.93	14.5	4.0	9.70	11.40	6.60	0.22	0.40	2.30	0.9	99.65
	46.0	4.0	14.8	7.7	8.60	5.60	5.80	0.23	0.10	2.40	4.90	100.13
	46.83	3.22	12.56	6.72	7.40	6.38	3.54	0.25	0.21	3.76	7.29	98.15
	44.96	3.37	14.29	8.73	8.05	4.76	4.40	0.24	0.26	3.79	6.85	99.64
	45.22	3.30	13.56	11.68	6.68	5.68	4.14	0.23	0.18	3.79	6.46	100.92
	42.49	3.17	13.56	4.37	9.81	6.94	4.74	0.24	0.29	3.75	8.85	98.21
Восточно-Акташское рудопроявление	42.92	3.25	13.87	6.49	8.37	6.16	4.40	0.21	0.24	3.83	8.37	98.11
	41.32	4.20	16.47	10.72	0.83	10.56	0.54	0.12	2.88	3.38	7.68	98.7
	32.98	4.40	14.82	5.52	5.89	11.48	3.40	0.15	3.30	1.99	14.71	98.64
	37.5	3.70	15.80	14.20	0.40	12.00	1.60	0.17	2.50	3.00	8.00	99.07

Таблица 11.
Содержание элементов-примесей в породах дайкового комплекса Акташского
рудного поля, г/т

Место отбора проб	Cu	Zn	Co	Ni	Cr	Pb	Sr	Rb	Zr
Западно-Акташское рудное поле	24	140	43	39	50	6	178	55	88
	25	140	40	37	63	6	170	53	94
	28	150	44	41	76	3	194	52	93
	23	130	38	38	46	5	162	15	86
	30	130	38	41	91	7	146	40	98
	38	160	46	40	57	5	227	42	96
	35	150	46	39	68	5	259	54	99
	30	130	47	41	76	5	162	30	96
	25	120	36	30	13	9	178	-	128
	8	120	32	31	24	24	154	-	126
Восточно-Акташское рудное поле	22	140	37	28	25	13	138	-	125
	7	145	50	26	19	44	202	-	122
	25	138	28	28	17	17	178	<10	115
	12	190	36	31	19	17	105	<10	120
	44	89	35	49	15	10	89	122	105
	17	130	35	33	5	4	162	12	115
	12	170	35	39	40	18	907	49	96

средоточена в самой дайке на участке пересечения её широтными нарушениями. Здесь же магматические и осадочные породы испытали глубокие гидротермальные изменения, минералого-химический состав которых соответствует березитам. Конечные продукты преобразований, состоящие из агрегата кварца, светлой слюды (серицит, мусковит), пирита и карбонатов, отлагались в условиях привноса растворами калия, углекислоты, серы и выноса натрия.

На рудопроявлении можно выделить раннюю и позднюю стадии минералообразования. Ранняя стадия проявилась в слабой равномерной пиритизации, серицитизации и, возможно, окварцевании пород дайкового комплекса. Содержание пирита составляет обычно доли процента или первые проценты от всей массы породы; он представлен мелкими кубическими кристаллами размером от долей миллиметра до 0,5 см. С этой стадией повышенных содержаний золота не обнаружено. Поздняя стадия проявлена в образовании золото-кварц-пиритового оруденения, охватывающего не только дайковое тело габбро-диоритов, но и приконтактные участки вмещающих карбонатных пород на глубину до 10 метров. Отложение рудных и нерудных минералов на этой стадии происходило как путём выполнения трещин дробления, так и в результате метасоматического замещения минералов исходных пород. В первом случае возникли отчетливо секущие не золотоносные кварцевые и кварц-сульфидные жилы и прожилки лестничного типа, во втором—образовались гранобластовые, гнездообразные и прожилковидные выделения кварца с сульфидной вкрапленностью и золотом. В эту стадию сформировалась основная масса кварца и сульфидных минералов, представленных пиритом и в незначительном количестве халькопиритом. Оруденению сопутствовали обильная серицитизация вмещающих пород и развитие в них магнезиально-железистых карбонатов. Кварц и пирит продуктивного минерального комплекса отличаются от таковых ранней стадии минерализации не только большими масштабами проявления, но и морфогенетическими особенностями. Золотосодержащий пирит имеет обычно более крупные размеры, он часто образует гнездообразные выделения сросшихся кубических кристаллов, либо локализуется в коротких ветвящихся метасоматических прожилках в ассоциации с кварцем. Последний нередко имеет брекчиевидную текстуру и отчетливо проявленную ростовую мозаичность, чем хорошо отличается от массивного однородного жильного кварца, не содержащего золото-сульфидной минерализации.

Самородное золото отмечается чаще всего в березитизированных габбро-диоритах в составе кварц-сульфидной минеральной ассоциации, где его содержания в отдельных пробах достигают десятков граммов на тонну. Кварц-карбонатная с сульфидами и золотом минеральная ассоциация развита на рудопроявлении незначительно в основном в измененных карбонатных породах катавской свиты на контакте с дайкой габбро-диоритов. Здесь в кварцевых метасоматитах концентрации золота достигают сотни граммов на тонну.

Форма выделений самородного золота самая разнообразная: на контакте зерен пирита с кварцем преобладает пластинчатая (трещинная) форма золотин; в пирите— комковидные и изометрично-кристаллические выделения; в кварце— преимущественно пленочное золото. Размер золотин не превышает 1 мм. По химическому составу (табл. 12) золото средней пробы (821-859), характерная его черта— повышенные содержания серебра (14–17 %). Другие примеси представлены медью (0,02–0,1 %), висмутом (0,07–0,03 %), теллуrom (0,06–0,01%); серебряно-золотое отношение составляет 0,16-0,21. В одной из проб установлено присутствие ртути (0,23 %) и мышьяка (0,03 %). По химическому составу золотое оруденение может быть отнесено к коровому типу, сформировавшемуся в близповерхностных условиях.

Западно-Акташское рудопроявление расположено среди терригенно-карбонатных отложений авзянской свиты. Оно изучено нами по керну буровых скважин (3 профиля), а также с поверхности по редким шурфам и в маршрутных наблюдениях.

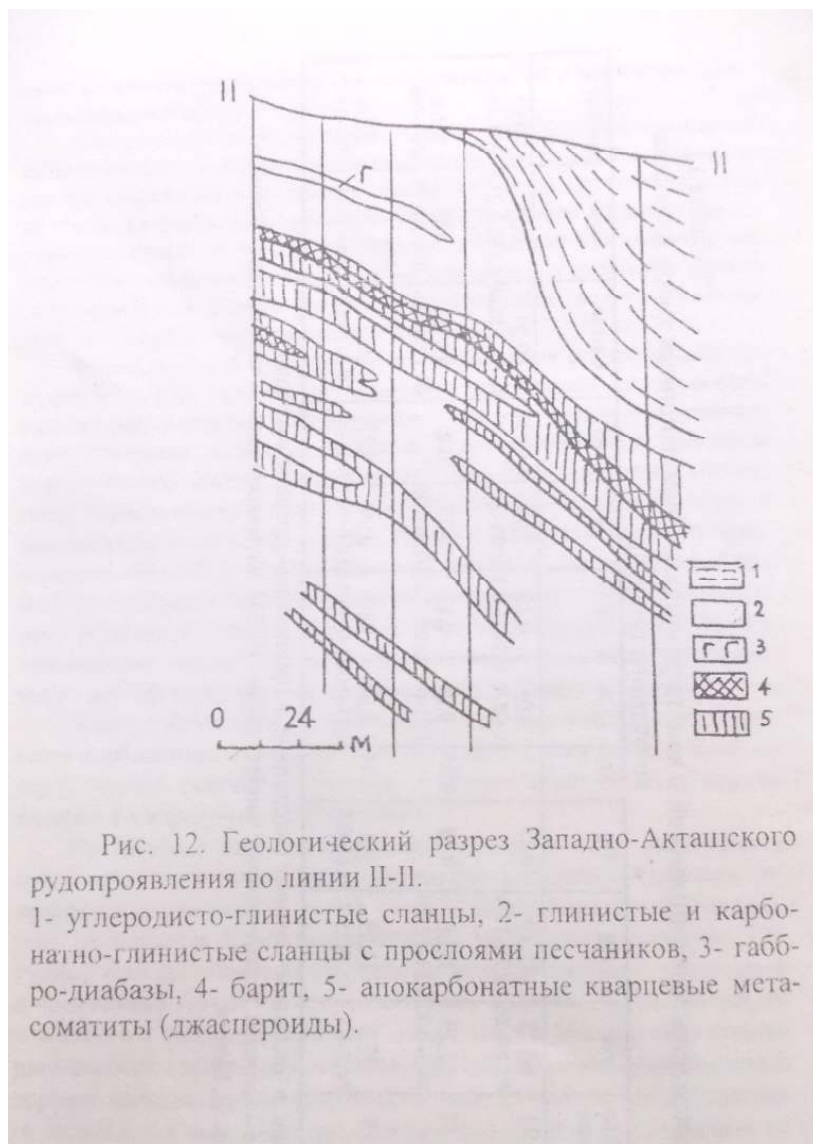
По морфологическим признакам рудопроявление представляет собой небольшую по размерам, вытянутую в субмеридиональном направлении штокверковую зону, в которой можно выделить 2–3 рудных тела, разделенных сравнительно безрудными промежутками (рис. 12). Рудные тела представлены кварцевыми метасоматитами с сульфидами и прожилками кварца штокверкового типа, а также зонами согласного и близкого к нему прожилкового окварцевания. Все эти образования размещаются в интенсивно метасоматически измененных карбонатных породах магниально-железистого состава. Сочетание крутопадающего направления кварцевых прожилков с пологим, почти согласным со слоистостью вмещающих пород, залеганием рудных тел, обуслови-

Таблица 12.

Содержание элементов-примесей в золоте различных формационных типов Акташско-Го рудного поля, %

Формационный тип	Кол. пробы	Au	Ag	Hg	Se	Cu	Bi	Te	As	Сумма	Ag/Au	Пробность
Золото-березитовый	11	84,22	15,19	0,23	-	0,045	0,15	0,08	0,03	99,59	0,18	845,5
		81,89-86	13,78-17,4			0,02-0,1	0,07-0,3	0,06-0,1		98,65-100,68	0,161-0,212	821-859
Золото-жаспероидный	13	93,24	6,79	0,11	0,05	0,06	0,17	0,05	0,03	99,74	0,08	934,6
		86,6-100	0,21-12,56			0,01-0,11	0,07-0,3	0,02-0,08		99,17-100,6	0,002-0,15	873-998
Золото-сульфидный	8	77,5	22,04	0,2	0,04	0,04	0,09	0,06	0,07	99,7	0,29	777,4
		74,3-83,7	15,5-25,4	0,15-0,3		0,03-0,06	0,07-0,12	0,04-0,07	0,03-0,1	98,7-100,8	0,19-0,34	747-842

Примечание: в числителе – среднее содержание; в знаменателе – пределы колебаний. Анализы выполнены в лаборатории минералогии ИГЕМ на микрозондовом анализаторе "Camebax". Аналитик А.И. Цепин.



их сложное внутреннее строение и неравномерность распределения минерализации.

Большая часть рудных тел сложена кварцевыми прожилками замещения, имеющими нечёткие контакты и сложную морфологию. На участках их сгущения образуются сплошные кварцевые метасоматиты. Менее развиты секущие прожилки, выполняющие полости сколовых трещин. Они характеризуются относительно ровными границами и выдержанной мощностью, часто ветвятся, расщепляются на серии более тонких прожилков, образуют гнезда в узлах пересечения трещин. В этих случаях формируются небольшие штокверковые зоны, вытянутые в направлении слоистости пород.

Метасоматические преобразования на рудопроявлении происходили не менее чем в три последовательно сменяющие друг друга стадии: 1) железисто-магнезиальный карбонатный метасоматоз, 2) окварцевание, 3) баритизация.

Железисто-магнезиальный карбонатный метасоматоз относится к элизионно-катагенетическому типу преобразований. Метасоматиты представлены субсогласными стратиформными пластовыми телами сидерит-анкеритового состава мощностью до десятков метров. Формирование подобных метасоматитов, широко известных на Южном Урале, многими исследователями [44] связывается с начальным метаморфизмом погружения при котором под влиянием литостатического давления происходила активизация водных элизионных поровых растворов, преобразующих вмещающие породы. Сопоставление минерального состава и химизма исходных и измененных пород показывает, что при образовании последних увеличивалось содержание железа, магния, кальция и резко уменьшалось глинозема.

Преобразования второй стадии начинались с развития кварцевых метасоматитов и прожилков кварца более поздних генераций. Эти метасоматиты развиваются исключительно по железисто-карбонатным, сидерит-анкеритовым породам ранней стадии преобразований и за их пределы обычно не распространяются. Кварц, слагающий метасоматиты, имеет молочно-белую окраску, средне- и крупнозернистую структуру и массивную текстуру. В переменных количествах присутствуют кальцит (от 1 до 15 %) и серицит (в отдельных разновидностях до 2 %). Из рудных минералов в эту стадию формировалась главная масса сульфидов, представленных вкрапленными, прожилковыми и сплошными выделениями пирита и редкой вкрапленностью халькопирита.

Химические анализы показывают, что в процессе метасоматоза привносились кремнезём, кальций, калий, углекислота и выносились глинозём, железо, магний и натрий.

Баритизация относится в наиболее позднему по времени процессу изменения пород. Баритовое оруденение развивается как непосредственно по сидерит-анкеритовым породам, так и по кварцевым метасоматитам. В его составе можно выделить два минеральных типа— мономинеральный баритовый и кварц-карбонат-баритовый.

Мономинеральные руды сложены шестоватым полупрозрачным баритом образующим сплошные массы, прожилки и гнезда в верхней части штокверковой зоны, где барит ассоциирует с повышенными содержаниями марганца и серебра. Химический состав руд определяется присутствием двух главных компонентов— барита и кварца, составляющих в сумме 90 % объема сплошных руд. Содержание $BaSO_4$ в богатых рудах достигает 79 %; суммарная концентрация CaO , MgO , Fe_2O_3 и FeO не превышает 3 %, что позволяет без обогащения выделять сортовой барит.

Кварц-карбонат-баритовые руды представлены прожилково-гнездовой и вкрапленной минерализацией, приуроченной к крупнокристаллическому анкериту. Содержание $BaSO_4$ в рудных залежах по предварительным данным невысокое— 1,0-9,0 %. В мономинеральных и бедных рудах концентрации Sr не превышают 0,3 %. Баритизации сопутствовало образование небольшого количества халькопирита, галенита, сфалерита.

Формирование кварцевой и баритовой с сульфидами минерализации происходило после внедрения даек габбро-диабазов. Последние в пределах рудопроявления подверглись интенсивной пиритизации, содержат в своем составе обильные включения и прожилки метасоматического (джаспероидного) кварца, карбоната и серицита.

С зонами развития окварцевания установлены аномально высокие содержания золота, а в элювиальных отложениях кварцевых апокарбонатных метасоматитов обнаружено несколько его знаков.

Золотины неправильной и комковидной формы с невысоким значением коэффициента уплощённости, полуокатанные, поверхности неровные, шероховатые, иногда состоят из сростков нескольких зерен. Золото относится к мелкому (0,2 мм) и среднему (1,2 мм) классам крупности, имеет золотисто-желтую окраску и высокую пробность (880–998). Содержание серебра (см. табл. 12) в золотилах варьирует от

0,2 до 12 %, при этом преобладает золото с содержанием этой примеси 0,2–1,1 %. Распределение серебра в золотилах равномерное, серебряно-золотое отношение невысокое и колеблется от 0,002 до 0,14, не превышая в большинстве определений 0,1. Кроме серебра установлено присутствие невысоких концентраций меди, ртути, теллура и мышьяка. Типоморфной особенностью золота является стабильно высокое содержание примеси висмута. Подобный состав золота часто встречается в кварцевых жилах золото-кварцевой формации или ранних генерациях золота в жилах золото-сульфидно-кварцевой формации Урала.

На Акташской площади за пределами рассмотренных рудопроявлений выявлено россыпное золото, химический состав которого коренным образом отличается от состава золотилов вышеописанных формационных типов [65]. Золото обнаружено в аллювиальных образованиях р. Акташского, дренирующего комплекс габбро-диабазовых даек и бурые железняки Куртмолинского месторождения (см. рис. 11). Золотины имеют уплощенную и пластинчатую формы, угловато-окатанные, поверхность шероховатая, цвет от золотисто-желтого до красно-желтого. Золото мелкое (0,1–0,2 мм), низкой пробы (740–840). Содержания серебра в золотилах устойчивы и в большинстве определений составляют 20–25 %; серебряно-золотое отношение— 0,2–0,34. Из других примесей в некоторых пробах установлены невысокие содержания теллура, мышьяка, меди, селена и ртути (см. табл. 12). Пониженное значение пробы и состав элементов-примесей указывают на принадлежность металла к золотосульфидному формационному типу. Судя по форме золотилов перенос металла осуществлялся на небольшое расстояние от предполагаемого коренного источника. Им могли служить зоны кварц-сульфидной минерализации и бурые железняки Куртмолинского месторождения, в которых известны высокие содержания серебра и повышенные золота.

Приведенные данные показывают, что Акташское рудное поле может оказаться весьма перспективным на обнаружение главнейших на Урале промышленных золоторудных месторождений. В его пределах присутствует золото трех дискретных групп пробы, отличающееся содержанием элементов-примесей, крупностью и формой золотилов, формационной принадлежностью коренных источников металла. Все золотины по своему химическому составу и температурному режиму образования попадают в поле анализов золота собственно золоторудных формаций Урала (рис. 13).

Перспективы Восточно-Акташского рудопоявления не ограничиваются опосредованными к настоящему времени его приповерхностными горизонтами. По простиранию золотоносного дайкового тела пройдена редкая система разведочных канав и шурфов, вскрывших штокверковую зону золото-кварц-сульфидной минерализации на глубину всего лишь нескольких метров. Очевидно глубина распространения оруденения, по аналогии с подобными объектами, будет соизмерима с длиной штокверка и ограничена экзоконтактом предполагаемой на глубине интрузии габброидного состава. Если габбро-диориты Восточно-Акташского рудопоявления рассматривать как проявление жильной фации скрытого на глубине продуцирующего интрузива габброидной формации, то вопрос об интрузивном магматизме и металлогении рифейского возраста приобретает важнейшее значение.

В пределах Западно-Акташского рудопоявления, особенно в северной его части, отмечается аномальная концентрация индикаторных на золото элементов— Ва, Cu, Zn, Mo, Ag. Здесь же известны точки минерализации с содержаниями золота до 2 г/т. И хотя изучение рудопоявления единичными буровыми скважинами не дало положительных результатов (опробованные интервалы кварц-сульфидной минерализации оказались незолотоносными), тем не менее в кварцевых метасоматитах, вскрытых шурфами на северном фланге рудопоявления обнаружены знаки крупного золота, а во вмещающих породах установлены аномальные его концентрации на один-два порядка, превышающие кларковые значения. Через северный фланг рудопоявления проходит Акташская широтная глубинная структура— важнейший тектонический элемент площади, представленный на поверхности зоной повышенной трещиноватости пород и фрагментами субширотных разрывных нарушений с высокой степенью гидротермальных изменений осадочных отложений. Все это не исключает возможности обнаружения в этой части рудопоявления не вскрытого эрозией золотого оруденения в кварцевых метасоматитах.

Анализ минерального состава и геологической позиции баритового оруденения также указывает на возможность обнаружения новых баритовых (барит-золотоносных ?) объектов стратиформного типа [67]. К благоприятным поисковым признакам можно отнести: 1) приуроченность баритовой минерализации к терригенным и терригенно-

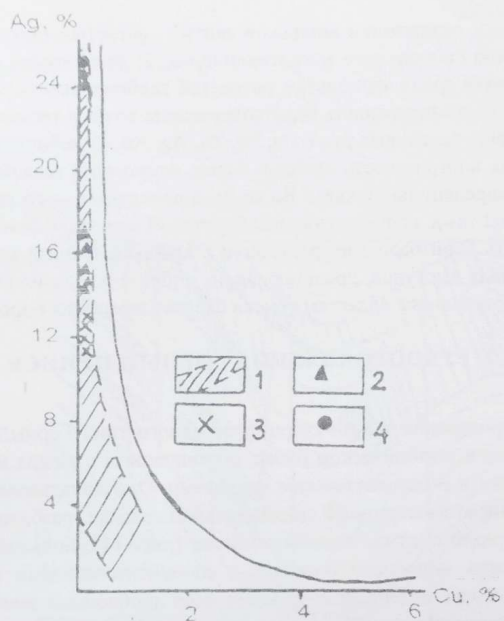


Рис. 13. Соотношение содержания серебра и меди в золоте различных формационных типов Акташской площади. 1- поле анализов золота для месторождений золоторудных формаций Урала [47], 2-4- состав золотин; 2- Восточно-Акташского рудопроявления, 3- Западно-Акташского рудопроявления, 4- аллювиальных отложений ручья Акташского. Сплошная линия разделяет поле составов золотин со структурами распада твердых растворов золото-серебро-медь и без них.

карбонатным отложениям авзянской свиты— региональному рудоносному уровню Башкирского мегантиклинория; 2) локализация баритового оруденения среди железистых разностей карбонатных пород; 3) повышенная марганценосность баритсодержащих толщ и тесная корреляционная связь баритовых руд с Cu, Pb, Zn, Ag, Au; 4) небольшие размеры и малая контрастность ореолов бария, отсутствие тесной положительной корреляционной связи Ba со Sr, а последнего— со всеми рудными элементами, сопутствующими баритовой минерализации; 5) приуроченность баритовой минерализации к крыльям и погружениям антиклинальных выступов, представлявших собой конседиментационные поднятия, служившие областями сноса баритсодержащих пород.

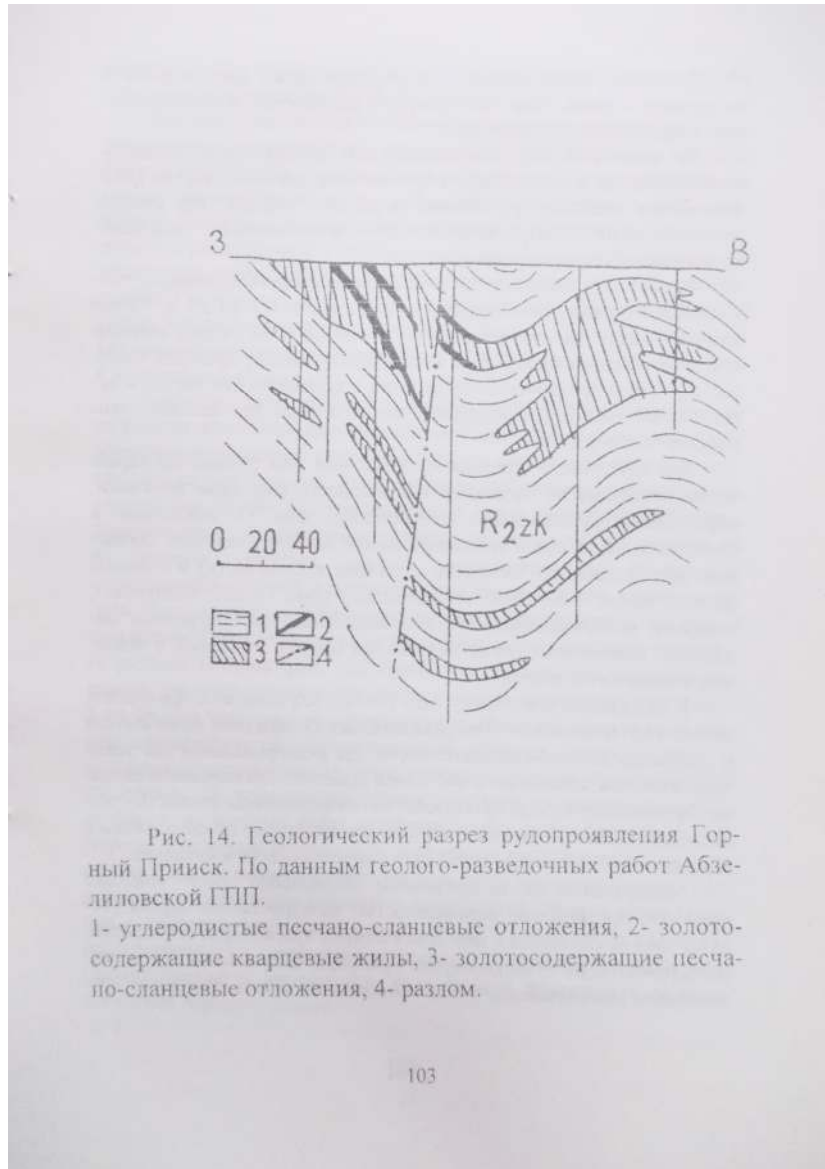
4.2. РУДОПРОЯВЛЕНИЕ ГОРНЫЙ ПРИИСК

Рудопроявление золото-кварц-сульфидного типа Горный Прииск расположено в тектоническом блоке, ограниченном с запада и востока Караташским и Большеавзянским надвигами. Оно локализовано в небольшой широтно-вытянутой синклинальной складке, разбитой диагональными разломами на отдельные блоки (рис. 14). Большинство из этих разломов выполнено брекчиями, сцементированными кварцем; характерна также интенсивная каолинизация дробленных вмещающих пород. В центральной части рудопроявления отмечаются несколько коротких субширотных разломов сдвигового типа, а также субмеридиональных, совпадающих с ориентировкой Караташского надвига.

Трещинная тектоника в блоке между Караташским и Большеавзянским надвигами проявилась весьма интенсивно. По направлению можно выделить три системы трещин: субширотные с падением $155-185^\circ \angle 45-65^\circ$; северо-восточные, падающие в направлении $120-140^\circ \angle 45-70^\circ$; северо-западные с падением $240^\circ \angle 85^\circ$.

Субширотные трещины выполнены перетертыми вмещающими породами, иногда тектонической глиной и брекчиями, сцементированными кварц-карбонатным материалом.

Северо-восточные трещины пространственно тяготеют к участкам золото-кварц-сульфидного оруденения. Они выдержаны по простиранию, отмечаются на всей площади рудопроявления и выполнены серицитизированными перетертыми вмещающими породами с дробленным кварцем и сульфидами.



Трещины северо-западного простирания также широко развиты на рудопроявлении. Они контролируют размещение золотосодержащих кварцевых жил и прожилков.

По данным опробования золоторудная минерализация локализуется в основном в зонах северо-восточного направления, внутри которых можно выделить три главных морфогенетических типа рудных тел: жильный (кварцево-жильный), прожилковый (кварцево-прожилковый) и линзовидно-пластовый.

Рудные тела жильного типа представлены крутопадающими линзовидными кварцевыми жилами мощностью от 0,1 до 2,5 м. Кроме кварца в жилах обычно присутствует и кальцит, а из рудных в основном пирит и арсенопирит, реже халькопирит, галенит, сфалерит. Самородное золото приурочено к прожилкам и вкрапленности пирита и арсенопирита в зальбандах кварцевых жил. Золотины, как правило, очень мелкие— 0,0п- 0,п мм.

Для внутреннего строения прожилкового типа рудных тел характерны различные по направлению и мощности кварцевые прожилки, образующие крутопадающие штокверковые зоны. По отношению к слоистости пород среди прожилков можно выделить секущие, согласные (или близкие по элементам залегания к слоистости) и сложной формы. Кварц, слагающий штокверковые зоны, сильно трещиноват, содержит многочисленные пустоты выщелачивания сульфидных минералов, заполненные охристо-глинистой массой, в которой в основном и содержится золото.

К линзовидно-пластовому типу рудных тел относятся проявления золота в крутопадающих минерализованных сульфидами зонах смятия и дробления песчано-сланцевых пород. На рудопроявлении две такие зоны известны в западном и восточном крыльях синклинальной складки. Оруденелые породы интенсивно метаморфизованы— глинистые минералы в цементе песчаников и в сланцах полностью преобразованы в серицит, а в обогащенных сульфидами прослоях— даже в мусковит.

Минеральный состав оруденения чрезвычайно прост— наиболее часто оно представлено вкрапленностью метакристаллов пирита (10-15%), иногда совместно с ним присутствуют арсенопирит и пирротин, значительно реже — халькопирит. Сульфиды сопровождаются неравномерным окварцеванием пород. Содержания золота обычно не пре-

вышают 2–4 г/т, но резко возрастают (до десятков г/т) в прослоях, обогащенных кварцем и сульфидами (20–40%).

Характерными типами изменений вмещающих пород рудоносных зон являются серицитизация, окварцевание, карбонатизация, хлоритизация и пиритизация. В размещении минеральных ассоциаций относительно кварцево-жильных тел наблюдается поперечная зональность: непосредственно у зальбандов преобладает окварцевание, сопровождаемое серицитизацией и пиритизацией; далее - преимущественно серицитизированные породы с неравномерным окварцеванием, карбонатизацией и пиритизацией, затем карбонатизация (доломитизация) с весьма незначительным развитием хлоритизации, окварцевания и редкой вкрапленностью сульфидов. Последняя зона постепенно переходит в неизмененные породы.

В процессе геолого-поисковых работ в пределах Горноприисского участка зоны сульфидно-вкрапленной минерализации, известные в обрамлении основного кварц-сульфидного оруденения не были прослежены по простиранию, а некоторые из них остались полностью неизученными. О том, что эти зоны могут иметь гораздо большие, чем первоначально установленные размеры, свидетельствуют наличие на их флангах широких ореолов метасоматически измененных (окварцованных) пород и положительные геохимические аномалии золота. Нами изучена сульфидно-вкрапленная минерализация на северном фланге Горного Прииска за пределами ранее известного основного рудного контура (рис. 15). Изучались терригенные углеродистые породы зигазино-комаровской свиты в полосе протяженностью около 1 км. Рудная зона здесь на поверхности не обнажена, но о ее присутствии свидетельствуют многочисленные обломки окварцованных и сульфидизированных пород, встречающиеся среди крупнообломочного делювия. По простиранию рудная зона вскрыта единичными закопашками, из которых взяты штуфные пробы на пробирный анализ. Породы, слагающие рудную зону, интенсивно дислоцированы, смяты в мелкие складки сложного строения и разбиты многочисленными разрывными нарушениями различных направлений. Рудная минерализация распространена вдоль всячего крыла Караташского надвига и представлена кварцево-жильным, кварцево-прожилковым (штокверковым) и вкрапленным (сульфиды в измененных песчано-сланцевых породах) типами.

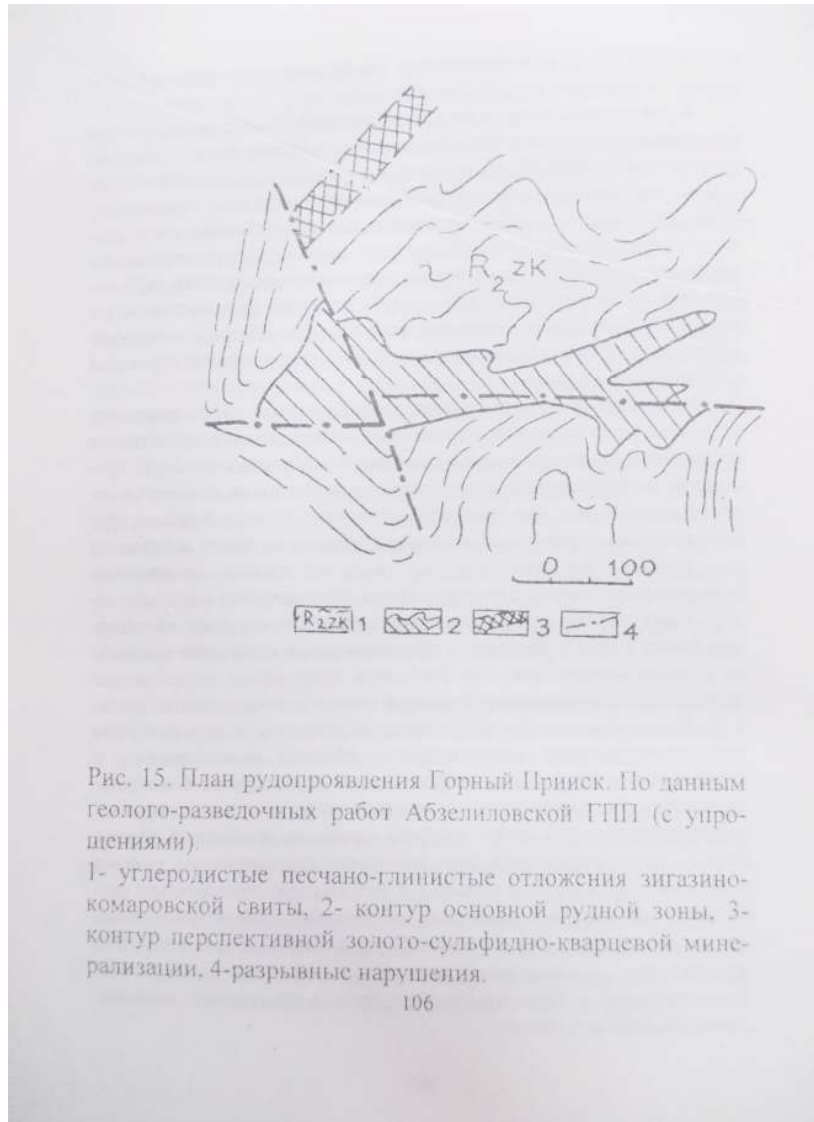


Рис. 15. План рудопроявления Горный Прииск. По данным геолого-разведочных работ Абзелиловской ГПП (с упрощениями).

1- углеродистые песчано-глинистые отложения зигазино-комаровской свиты, 2- контур основной рудной зоны, 3- контур перспективной золото-сульфидно-кварцевой минерализации, 4-разрывные нарушения.

Кварц в жилах желтовато-серый, обохренный с редкими пустотами выщелачивания по пириту. По трещинам иногда присутствуют железистые охристо-глинистые образования. Вкрапленная сульфидная минерализация представлена метаморфогенным пиритом в количестве 5-10 % в сочетании с кварцем и карбонатом.

Проведенное опробование рудоносной зоны показало следующее (табл. 13). Золото присутствует в рудных концентрациях во всех типах минерализации. Из всех проб, проанализированных атомно-абсорбционным и пробирным методами более 30 % имеют промышленно значимые концентрации золота (от 1,0 до 11,4 г/т) и серебра (>5 г/т), а в части других проб отмечаются аномально повышенные их содержания.

Наибольшие концентрации золота приурочены к кварцевым метасоматитам с окисленными вкрапленниками пирита. Особенно высокие его содержания свойственны интенсивно ожелезненным (лимонитизированным) разностям пород, испытавшим интенсивное дробление и гипергенное преобразование, при котором, по-видимому, происходило вторичное перераспределение золота. Концентрации серебра в таких породах резко возрастают до десятков и даже сотен граммов на тонну.

В кварцевых жилах с убогой вкрапленностью сульфидных минералов содержание золота несколько ниже и меняется в широком диапазоне от 0,6 до 2,5 г/т при полном отсутствии или весьма невысоких концентрациях серебра.

Наиболее неравномерно золото распределено в углеродистых алевролитах, которым свойственна весьма различная интенсивность вторичных изменений. В слабо ожелезненных породах с редкими включениями сульфидов содержание золота не превышает 0,2 г/т, а в лимонитизированных окварцованных алевролитах с большим объемом сульфидной вкрапленности концентрации металла достигают 2,6 г/т. Содержания серебра столь же неравномерны и варьируют от 1,8 до 25,3 г/т. Во всех типах рудной минерализации корреляционная зависимость между золотом и серебром отсутствует, однако в малосульфидных кварцевых жилах и прожилках значения Au/Ag обычно в несколько раз выше, чем в слабо окварцованных и сульфидизированных углеродистых алевролитах.

Как показывают аналитические данные, распределение золота в рудных штуфах, отобранных в разных частях зоны относительно ус-

Таблица 13.
Содержания золота и серебра в породах северного фланга рудопроявления Горный Прииск, т/т.

№ п/п	№ пробы	Au	Ag	Название породы
1	ГП-1	1.8	6.8	Кварцевый метасоматит с окисленным пиритом
2	ГП-2	0.9	7.4	То же
3	ГП-3	8.8	9.2	Окварцованный и ожелезнявый алевролит
4	ГП-4	0.2	-	То же
5	ГП-5	0.4	1.8	То же
6	ГП-6	0.2	2.8	Кварцевый метасоматит с пуст. выщел.
7	ГП-7	ст.	3.1	Окварцованный алевролит с выщелоч. сульф.
8	ГП-8	0.2	10.8	Кварцевый метасоматит с выщелоч. сульф.
9	ГП-9	0.6	5.8	То же
10	ГП-10	0.6	2.2	Алевролит с пуст. выщел. Пирита
11	ГП-11	0.3	4.1	То же
12	ГП-12	2.6	5.4	Окварцованный лимонитизированный алевролит
13	ГП-13	0.7	8.9	Кварцевый метасоматит с окисл. сульф.
14	ГП-14	0.1	4.1	То же
15	ГП-15	0.2	4.2	То же
16	ГП-16	0.4	4.6	Окварцованный лимонитизированный алевролит
17	ГП-17	0.1	4.1	То же
18	ГП-18	ст.	6.1	То же
19	ГП-19	11.4	4.2	То же
20	ГП-20	0.8	4.2	Лимонитиз. алевролит с кварц. прожилками
21	ГП-21	1.6	5.8	Окварцованный лимонитизированный алевролит
22	ГП-22	2.0	5.8	Алевролит пиритизир. с кварц. прожилками
23	ГП-23	0.2	4.8	То же
24	ГП-24	1.1	18.3	Кварцевый метасоматит брекчиров.
25	ГП-25	0.1	25.3	Окварцованный алевролит с реликт. пирита
26	ГП-26/1	5.5	101.8	Окварцованный лимонитизированный алевролит
27	ГП-26/2	0.4	8.2	То же
28	ГП-27/1	0.8	51.6	То же
29	ГП-27/2	1.0	4.6	То же
30	ГП-28	0.2	12.4	То же
31	ГП-29	5.8	5.8	Алевролит пиритизир. и окварцован. -й
32	ГП-30	0.4	7.0	То же
33	ГП-31	0.8	8.2	Окварцованный лимонитизированный алевролит
34	ГП-32	2.5	8.5	Алевролит пиритизир. с кварц. желтой

тойчиво, что свидетельствует о выдержанности оруденения по простиранию и его возможных перспективах на глубину. Размеры зоны, судя по ширине ореола окварцованных пород могут составлять 0,1×1 км. К северу рудная зона постепенно выклинивается; здесь она представлена своей наиболее глубоко эродированной корневой частью—маломощными редкими кварцевыми жилами с содержаниями золота от 0,3 до 6,2 г/т при неравномерной и, в целом, низкой концентрации серебра в большей части проб.

По аналогии с Горноприисковой зоной, где крутопадающая золото-кварц-сульфидная минерализация с промышленными содержаниями металла распространена до глубины более 200 м, можно полагать, что большая часть описанной зоны не уничтожена эрозионными процессами, по крайней мере на протяжении почти 1 км минеральный состав оруденения и характер околорудных преобразований сохраняются неизменными. Рассматривая Горноприисковую зону в новых границах, с её существенным продолжением к северу от ранее известного рудного контура, можно надеяться на значительный прирост запасов золота в Авзянском рудном районе за счёт освоения этой новой перспективной её части. Однако для окончательной оценки масштабов золотого оруденения потребуются дальнейшее изучение этой зоны с привлечением горно-буровых и опробовательских работ.

4.3. РУДОПРОЯВЛЕНИЕ УЛЮК-БАР

Рудопроявление золотокварцевой формации Улюк-Бар расположено в зоне Караташского надвига среди песчано-сланцевых отложенной большеинзерской свиты, подвергшихся интенсивной изоклиальной складчатости и прорванных дайками габбро-диабазов. Оруденение представлено кварцевыми жилами или сериями жил, совмещенными с зонами интенсивного рассланцевания и смятия серицит-полевошпат-кварцевых песчаников. По данным геолого-разведочных работ такие зоны обычно приурочены в участкам сочленения узких запрокинутых на запад антиклинальных складок с аналогичными синклиналями (рис. 16). Рудолокализирующими структурами являются трещины скалывания в песчаниках, а также межпластовые или межслоевые трещины отрыва на границе двух разнородных литологических сред – глинистых слан-

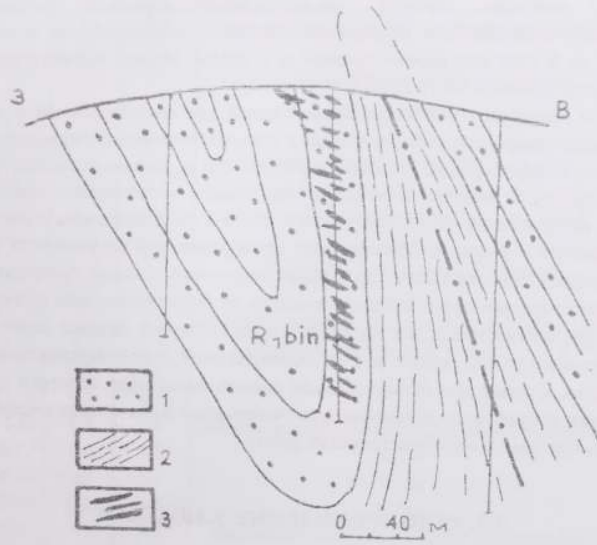


Рис. 16. Геологический разрез рудопроявления Улюк-Бар. По данным геолого-разведочных работ Абзелиловской ГПП.

1- песчаники большеинзерской свиты, 2- углеродистые сланцы, 3- золотосодержащие кварцевые жилы и прожилки.

цев и песчаников. Простираение этих разрывов север-северо-восточное, в общем согласное с простираением региональных складчатых и разрывных структур района. Отмечается крутое, почти вертикальное падение рудоносной зоны и пологое ($\angle 10-20^\circ$) залегание слагающих ее кварцевых жил. Мощность последних обычно не превышает первых десятков сантиметров, в редких случаях достигает 1-2 метров при максимальной протяженности 30-40 м.

По морфологии жильные тела весьма разнообразны. Наряду с жилами и прожилками относительно правильной формы встречаются седловидные, а также ветвящиеся, нередко сложно изогнутые тела. Последние приурочены к участкам пересечения различных по направлению разрывов.

Основу минерального состава жил образует кварц, составляющий до 98% массы жильного выполнения, в небольших количествах ему сопутствуют серицит и карбонат. Комплекс рудных минералов в жилах представлен главным образом сульфидами: пиритом, арсенопиритом, пирротином, халькопиритом, галенитом, сфалеритом. Меньше распространены халькозин, пентландит, марказит и борнит. Все эти минералы представляют более поздние выделения в кварце. Суммарное содержание их в жилах колеблется от долей до первых процентов. Иногда редкая вкрапленность пирита отмечается в песчаниках.

В пределах рудопроявления широко развиты вторичные преобразования осадочных отложений, которые многими исследователями связываются с магматогенными процессами, а вмещающие оруденение метасоматиты рассматриваются как околожильные гидротермальные изменения. Наши исследования показывают, что в генезисе золотонесущих кварцевых жил, прожилков, минерализованных зон и метасоматитов значительная роль принадлежит дислокационным и динамометаморфическим процессам. При этом приразломный метаморфизм понимается нами как один из типов аллохимического динамометаморфизма, развивающегося в зонах крупных разломов под влиянием значительных динамических нагрузок и при участии флюидов.

По характеру изменений среди разновозрастных образований рудопроявления Улюк-Бар можно выделить следующие типы: 1) породы с начальными ката-метабазисными изменениями структурно-текстурных особенностей и вещественного состава; 2) метаморфиты с характерными переходными бластическими структурами и минеральными новообразованиями; 3) метаморфиты с хорошо выраженными

вторичными структурно-текстурными свойствами и обильными скоплениями кварца, мусковита, сульфидов, карбоната и других минералов. В них локализуется прожилково-вкрапленная и жильная золото-кварцевая минерализация.

Вкрест простираения минерализованных рудных зон выявляется общая последовательность перехода от слабопреобразованных (исходных ката-метагенетических) пород внешней зоны к рудоносным метасоматитам внутренней зоны по мере усиления деформаций (рис. 17).

Внешняя зона ката-метагенетических изменений, расположенная западнее фронтальной части Караташского надвига охватывает в основном отложения среднерифейского уровня. Здесь в породах проявлены процессы растворения, перекристаллизации и регенерации минеральных зерен, сопровождаемые незначительными трансформациями первичной структуры пород и их минерального состава. В песчаниках зигазино-комаровской свиты, состоящих из кварца (~80%), полевого шпата (~10%), примесей мусковита, лейкоксена, иногда турмалина, часто наблюдаются конформно-регенерационные микростиллолитовые структуры; кварцевые зерна регенерированы с вытеснением межзернового цемента и формированием на отдельных участках кварцитовидных песчаников. В алевролитах цементирующий материал сложен гидрослюдой и мелкочешуйчатым хлоритом, присутствует мусковит, иногда биотит, рутил и турмалин.

Карбонатные породы претерпели перекристаллизацию и представлены во внешней зоне изменений мелко-среднезернистыми известняками и доломитами. В переходных глинисто-карбонатных разностях цементирующий пелитоморфный материал частично раскристаллизован до серицит-гидрослюдистого состояния.

В песчано-сланцевых отложениях нередко наблюдается тонкая послойная вкрапленность пирита, подчиняющаяся генеральному направлению слоистости осадочных пород. Судя по текстурно-структурным особенностям этот пирит можно отнести к наиболее ранней осадочно-диагенетической разновидности с начальными признаками раскристаллизации. Его доля заметно повышается среди тонкообломочных алевро-глинистых пород и убывает в однородных песчаных и карбонатных осадках. Отчетливый литологический контроль ранней сульфидной минерализации проявлен в углеродсо-

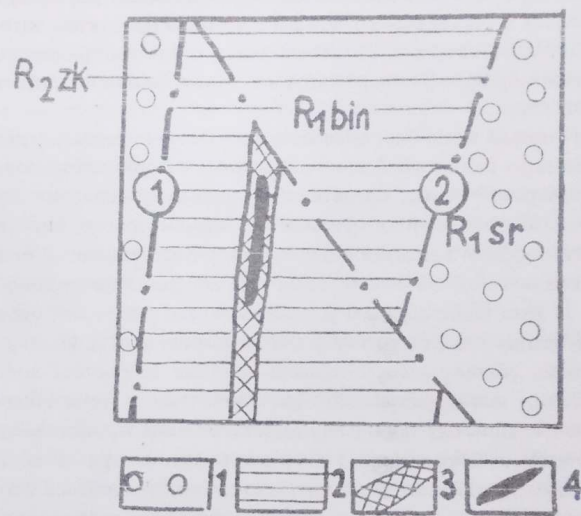


Рис 17. Схема метаморфической зональности рудопроявления Улюк-Бар.
 Зоны: 1— ката- метагенетических изменений; 2— альбит-мусковит-зеленосланцевой фации; 3— карбонат-серицит-хлоритовая, 4— серицит-кварцевая. Надвиги: 1— Караташский; 2— Большеавзянский.

держающих глинистых отложениях, где объем осадочно-диагенетического пирита значительно возрастает, что определяется, по-видимому, благоприятными физико-химическими условиями седиментации, а также высокой сорбционной способностью органического материала.

Рассмотренные эпигенетические преобразования пород по набору минеральных парагенезисов отвечают конечным продуктам литогенеза, который осуществлялся в обстановке погружения и сопровождался активизацией поровых растворов под влиянием большого литостатического давления.

Следующая зона более значительных эпигенетических изменений, охватывающих раннерифейские терригенные и карбонатные отложения большеинзерской свиты, представлена динамотермальными метаморфитами альбит-мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации. Метаморфизм проявлен в блоке между Караташским и Большеавзянским надвигами, где локализованы все коренные проявления золота района. В этом блоке заметно усиливается рассланцевание пород, раскристаллизация глинистого вещества, перекристаллизация, коррозия и регенерация обломочного материала, а также возрастает количество минеральных новообразований. Для глинистых и тонкообломочных глинисто-песчаных пород перекристаллизация происходила с преимущественным образованием хлорита; мусковит при этом занимает подчиненное положение. В углеродисто-глинистых осадках с этой стадией метаморфизма связано появление обильных включений тонких призматических кристаллов турмалина.

Наиболее интенсивной перекристаллизации, коррозии и регенерации подверглись кварц - и карбонатсодержащие породы. В кварцито-песчаниках большеинзерской свиты цемент полностью перекристаллизован, а вокруг зерен минералов (кварца, циркона) отчетливо видны регенерационные каемки. Широко распространены гранобластовые структуры, проявлена кристаллизационная сланцеватость.

Кварцсодержащие углеродисто-глинистые породы имеют конформно-регенерационную гранобластовую структуру, обусловленную регенерацией и полным срастанием кварцевых обломков. Под микроскопом видны микроструктуры кливажа течения и разрыва, залеченные переотложенным кварцем.

Известняки, в составе которых присутствуют кварц, мусковит, полевой шпат подвержены мраморизации и сложены крупнокри-

сталлическим кальцитом. В них встречаются регенерированные кварцевые и карбонатные прожилки, гнезда и линзовидные обособления.

В зеленосланцевой зоне метаморфизма среди сульфидов типичным минералом является пирит, значительно реже встречается пирротин. В отличие от раннего сингенетичного пирита, здесь развиты более крупные, хорошо ограненные его разновидности метаморфогенного типа.

Пирротин встречается в алевролитах и углеродистых сланцах в виде тонкой вкрапленности или линзовидных выделений в парагенезисе с метаморфическим пиритом. Как и последний, он подчиняется директивным текстурам рассланцевания, что указывает на его синметаморфическую природу.

Температурный режим формирования динамотермальных метаморфитов, судя по характерным минеральным парагенезисам был невысоким. По содержанию железа в метаморфогенном пирротине из пирит-пирротиновой ассоциации (47.45 ат.% – данные А. А. Алексеева, 1982) его температура кристаллизации составляла 280-300⁰ С, а по распределению Со и Fe в той же ассоциации температура оценивается в 320⁰ С.

В присводовой части Айгырской антиклинали осадочные породы, вмещающие кварцевые жилы, штокверки и прожилково-вкрапленные золото-сульфидные руды, претерпели наиболее интенсивные метасоматические изменения, продукты которых слагают сравнительно узкие (десятки–первые сотни метров) линейные зоны, вытянутые вдоль разрывных нарушений, участков интенсивного синскладчатого рассланцевания и трещиноватости. По характеру изменений эти метасоматиты заметно отличаются от таковых золоторудных месторождений многих других районов Урала, для которых, как известно, наиболее характерны процессы лиственитизации и березитизации, здесь в полной мере не проявленные.

Внутри ореола околорудных изменений наблюдается зональное размещение новообразованных минеральных ассоциаций, что позволяет разделить его на две части– внешнюю и внутреннюю.

Внешняя зона изменений шириной 150-200 м по характерным минеральным парагенезисам— кальцит, доломит, серицит, хлорит, пирит— относится нами к продуктам углекислотного метасоматоза. В наиболее широко распространенных алевро-песчанистых и глини-

сто-углеродистых породах углекислотный метасоматоз проявлен в образовании обильных метакристаллов доломита и кальцита; существенно карбонатные породы при воздействии тех же растворов испытали перекристаллизацию.

Серицит содержится в составе всех литологических разностей пород с преимущественным его развитием в песчано-алевролитовых и глинисто-углеродистых отложениях. Он образует неполные псевдоморфозы по плагиоклазу и цементирующей массе, а также встречается в виде мономинеральных прожилков и гнездообразных скоплений. По сравнению с зеленосланцевой зоной изменений здесь серицит более крупночешуйчатый (0.0n-0.n мм), его объем в сильно измененных породах может достигать 15-20%.

Хлорит имеет близкий к серициту характер распределения и встречается совместно с последним. Образует псевдоморфозы по плагиоклазу и частично замещает основную массу пород. По времени образования он близок серициту.

Характерным минералом зоны углекислотного метасоматоза является пирит. В зависимости от интенсивности рассланцевания пород и их метасоматического изменения он может занимать до 10% объема метасоматитов. Наиболее обогащены пиритом углеродсодержащие глинистые сланцы, затем следуют филлитовидные сланцы, мелкозернистые полевошпат-кварцевые песчаники и наименее минерализованы пиритом кварцевые песчаники и карбонатные породы.

Пирит представлен преимущественно кубическими кристаллами, реже пентагондодекаэдрами или комбинациями этих форм. Обычно его размеры составляют 0.5 см; встречаются ксеноморфные зерна и их сростки размером до 1.5-2.0 см. В интенсивно серицитизированных породах с обильной вкрапленностью карбонатных минералов пирит образует короткие тонкие прожилки и линзовидные обособления.

Внутренняя зона изменений представлена интенсивно серицитизированными породами, неравномерно окварцованными и сульфидизированными с небольшим количеством карбоната и хлорита. Масштабы изменений незначительны: по мощности— первые метры, по простиранию— десятки метров. Морфологически— это узкие линзы, приуроченные к разрывным нарушениям, либо к участкам повышенной трещиноватости пород. Во внутренней зоне изменений размещаются золотосодержащие кварцевые жилы.

Серицит— главный минерал метасоматитов, слагает прожилки, линзы и гнезда, иногда развивается по основной массе пород, где корродирует обломки полевых шпатов и кварца. Образует средне-крупнозернистые (1 мм и более) чешуйчатые агрегаты, объем которых в наиболее измененных породах составляет более 40%.

Окварцевание развивается как путем перекристаллизации исходных песчаных и алевритистых отложений, так и в результате значительного привноса кремнезема. Наблюдаются постепенные переходы вмещающих пород через зоны неравномерного нарастающего окварцевания в сплошные кварцевые метасоматиты. Это обычно плотные мономинеральные кварцевые породы с гранобластовой мозаичной структурой, катаклазированные с волнистым угасанием кварцевых зерен. В их составе отмечается незначительное количество серицита, а из рудных минералов— пирит, арсенопирит, халькопирит.

Золотоносные кварцевые жилы имеют небольшую мощность, обычно не превышающую первых десятков сантиметров при максимальной протяженности 20-40 м. Нередко они группируются в зоны с характерным кулисообразным расположением. В большинстве случаев контакты жил с вмещающими коренными отложениями резкие с явным брекчированием и дроблением пород, иногда же прожилковый кварц постепенно переходит в боковые породы, что указывает на метасоматическую природу последнего. На участках развития складчатости высоких порядков форма жил усложняется. В сводовых частях антиклинальных складок появляются дугообразно изогнутые или пологие почти горизонтальные жилы и прожилки, сопровождаемые разветвлениями и апофизами в местах их выклинивания.

Наиболее обогащенные золотом участки тяготеют к зальбандам кварцевых жил, насыщенным сульфидными минералами. Золото выделяется чаще всего у контактов зерен пирита и арсенопирита, либо приурочено к внутризерновым трещинам. Иногда золото концентрируется в кварце в непосредственной близости к сульфидным минералам, в отдельных случаях оно находится в галените. По времени образования основная масса золота относится к более поздним выделениям, чем пирит-арсенопиритовая ассоциация и, по-видимому, образовалась на завершающей стадии рудного процесса, близко-одновременно с выделением халькопирита, сфалерита, галенита. Размер золотинок составляет 0.001–0.5 мм, реже более. Пробность золота различных классов крупности высокая и по данным ЦНИГРИ составляет от 850 до

960. Из элементов примесей в рудах установлены невысокие содержания меди, селена, теллура, присутствует серебро.

Возраст золотоносных кварцевых жил на основании калий-аргоновых определений по серициту из околожильноизмененных пород (674-873 млн. лет, данные А. А. Алексеева, 1982), а также с учетом данных анализа их взаимоотношений с осадочными отложениями, оценивается как позднерифейско-вендский.

Температура образования золотоносного кварца и парагенных с ним сульфидов может быть оценена на основании исследований газовой-жидких включений минералообразующей среды методами декрепитации и гомогенизации, выполненных по нашей просьбе Н. А. Андрияновой. Полученные данные показывают существование главного температурного интервала вскрытия микровключений в диапазоне 300-350⁰С. Приведенный выше минеральный состав кварцевых жил также соответствует типичному среднетемпературному парагенезису.

Описанные разнофациальные зоны эпигенетических изменений с типоморфным для них набором минералов являются близко-одновременными образованиями, обусловленными проявлением приразломного динамометаморфизма. На сопряженность дислокационных и гидротермальных процессов указывает приуроченность вторичных изменений к складчатым структурам и синскладчатым зонам дислокаций—послойным, межслоевым, диагональным и послойно-кливажным трещинам, определяющим пространственную ориентировку оруденения и сопутствующих метасоматитов.

ГЛАВА 5. МОДЕЛЬ ЗОЛОТООБРАЗОВАНИЯ

Выявленные типоморфные черты золоторудной минерализации Авзянского рудного района— простота минерального состава, общность термодинамической обстановки золотообразования и зеленосланцевого метаморфизма, участие дислокационного метаморфизма в формировании структур и оруденения, отсутствие связи с магматизмом— позволяют обосновать метаморфогенно-гидротермальный генезис прожилково-вкрапленных и штокверковых проявлений и наметить возможную модель рудообразования. Важность разработки модели этого типа оруденения, даже качественной, вытекает из необходимости установления поисковых признаков в областях осадконакопления, лишенных проявлений магматизма и поэтому не привлекающих должного внимания исследователей, в качестве территорий, перспективных для поисков золоторудных месторождений.

Разрабатываемая в настоящее время концепция метаморфогенно-гидротермального золотообразования применимо к черносланцевым толщам [13, 14, 16] предполагает комплексное участие в рудогенезе взаимосвязанных процессов осадконакопления, тектоники, магматизма и метаморфизма при ведущей роли последнего. Для многих золоторудных кварцево-жилных полей был установлен коровый источник золота и показана возможность мобилизации металла из рудомещающих и подстилающих рудные тела пород. При этом последние нередко рассматриваются как промежуточные коллекторы золота при формировании золотоносных кварцевых жил.

Несмотря на то, что сам факт миграции золота известен давно и не вызывает сомнения, сложным и наиболее дискуссионным вопросом по-прежнему остается возможность и пути мобилизации золота из пород и переход его в гидротермальную раствор. Было показано [92], что осаждение металлов из морской воды возможно путем абсорбции их коллоидными растворами или, согласно гипотезе биоминерализации [49] посредством аккумуляции микроорганизмами коллоидного золота, поставляемого в морской бассейн гидротермальными растворами. Дальнейшая судьба обогащенных коллоидным золотом пелитовых осадков определялась воздействием на них высокоэнергетических источников— магматизма и метаморфизма, приводивших к перекристаллизации пород, при которой золото, не обладая способностью вхо-

дуть в кристаллические решетки вновь образующихся минералов [9], переходило в мобильное состояние и в виде комплексных щелочных соединений совместно с кремнеземом переносилось метаморфогенными растворами и отлагалось в трещинных структурах.

Согласно изложенным выше данным в предлагаемую модель золотообразования можно включить следующие элементы, составляющие большинство схем метаморфогенно-гидротермального рудогенеза [15, 23, 78]:

—источники вещества: рудовмещающие рифтогенно-депрессийные стратифицированные терригенные и терригенно-карбонатные (преимущественно углеродсодержащие) толщи, рассматриваемые в качестве микрорудных формаций;

—источник энергии: дислокационный приразломный метаморфизм, проявленный в связи с рифей-вендской активизацией;

—транспортирующие агенты: захороненные вместе с осадочными отложениями минерализованные поровые воды и высокоминерализованные метаморфогенные растворы;

—области рудоотложения: трещинные и складчатые структуры в зонах развития сдвига-надвиговых дислокаций.

В наиболее полном виде перечисленные элементы модели золотообразования могут быть рассмотрены на примере рудопроявлений Горный Прииск и Улюк-Бар.

Начало формирования рудных залежей, в соответствии с приведенными выше геологическими характеристиками оруденения, следует, вероятно, связывать с периодом рифтогенного осадконакопления и последующего диагенеза песчано-глинистых и глинисто-углеродистых отложений.

Глинисто-карбонатно-углеродистые осадки большеинзерской свиты, входящие в состав рудовмещающей толщи рудопроявления Улюк-Бар характеризуются очень низкими содержаниями большинства элементов, почти в два раза ниже кларковых для подобных пород.

На зигазино-комаровском уровне, где размещается рудопроявление Горный Прииск кварц-серицит-глинистые и углеродисто-серицит-глинистые филлитовидные сланцы, переслаивающиеся с алевролитами и мелкозернистыми кварцитовидными песчаниками также значительно обеднены почти всем спектром микроэлементов.

Подрудные породы, как следует из результатов золото-спектрометрических анализов либо обеднены золотом, либо обладают

высокой дисперсией в его распределении. Все эти данные подробно рассмотренные в соответствующих главах монографии, свидетельствуют об остаточных концентрациях рудогенных элементов-примесей и золота в породах подрудного уровня, сохранившихся в них после литогенеза. Согласно данным Л. В. Анфимова [6, 7] в ходе эволюции глинистых пород от седиментогенеза до метаморфизма происходит значительный вынос микроэлементов из осадка захороненными поровыми и гидратационными водами. В процессе диагенеза и катагенеза осадков, активными растворителями для золота могут служить S, F, органические кислоты и Cl, которые, по мнению В. А. Буряка [14] всегда присутствуют в поровых водах, особенно в углеродсодержащих фациях. Именно поэтому такие толщи характеризуются очень низкими, на уровне кларковых, содержаниями золота.

Вынос золота из осадков сопровождался его перераспределением и локальной концентрацией в надкларковых количествах в пиритизированных углеродисто-глинистых отложениях. Избирательная приуроченность повышенных содержаний металла к этим породам объясняется близостью геохимических свойств золота и железа, их сидерофильностью и барьерными функциями сульфидов, наиболее активно проявляющимися при низкотемпературных условиях. Наличие повышенных концентраций металла в углеродисто-сульфидных породах непосредственно на уровне локализации основного оруденения или в подрудной его части может рассматриваться как один из источников золота при последующем метаморфогенно-гидротермальном рудообразовании.

Дальнейшее прогрессивное развитие рудообразующих метаморфических растворов по схеме: иловые воды— поровые воды и флюиды— метаморфогенные флюиды, согласно экспериментальным данным [14, 15] способствует существенному возрастанию концентрации элементов. В этом процессе согласно данным В. А. Буряка [15] содержания золота в твердой фазе уменьшаются, а в растворе значительно возрастают, достигая максимально высоких значений в период проявления дислокационного зеленосланцевого метаморфизма.

Анализ литературных данных [95] показывает, что морские воды при захоронении преобразуются вначале в слабоминерализованные иловые, далее в минерализованные поровые и затем в высокоминерализованные метаморфогенные. При этом в иловых водах в результате наддонного окисления и разложения органического вещества, способ-

ствующего высвобождению и переходу в раствор элементов, накапливается целый ряд металлов, концентрация которых может на два-три порядка превышать их содержание в морской воде.

При последующих литогенетических преобразованиях, сопровождаемых биохимическим и термическим разложением органического вещества, а также десорбцией глинистой фракции осадка, степень минерализованности поровых вод постоянно увеличивается, достигая примерно 10-20 мг/л и более [10]. Концентрируются в основном элементы хемогенной группы— Pb, Zn, Cu, Au, активно накапливающиеся в условиях аэробного окисления органического вещества в глинистых минералах с высокой сорбционной емкостью.

При среднетемпературном зеленосланцевом метаморфизме происходит диссоциация карбонатов, сульфидов, гидрослюд и других минералов, а также дальнейшее термическое разложение органического вещества с переходом в раствор металлов. Концентрация метаморфогенных растворов еще больше возрастает и может достигать 340 г/л и более [39].

На этой стадии помимо металлов и петрогенных окислов, экстрагированных из вмещающих пород, в метаморфогенных растворах резко возрастает концентрация углекислоты, образующейся за счет окисления $C_{орг}$ и диссоциации карбонатов, что обуславливает развитие вокруг золотоносных зон ореолов углекислотного метасоматоза. Прямая корреляционная связь между содержаниями золота и метаморфогенной сульфидной минерализацией показывает, что именно под влиянием динамометаморфических процессов происходила мобилизация рудного вещества, способствующая образованию его промышленных концентраций.

В условиях дислокационного метаморфизма местами рудоотложения служили зоны повышенной проницаемости, образованные региональными надвигами и сопряженными с ними сдвиговыми нарушениями. Сдвиго-надвиговые структурные парагенезисы и сочетающиеся с ними локальные складчатые и разрывные структуры служили флюидо- и теплопроводниками с выдержанными по вертикали термоградиентными полями, благоприятными для аккумуляции рудного вещества. Метаморфогенные растворы, попадая в дренажные зоны разломов, становились неравновесными в связи с резким падением давления, обеспечивающим их активную разгрузку и формирование рудных залежей.

Таким образом, предлагаемую модель рудообразования можно рассматривать как осадочно-гидротермально-метаморфогенную, включающую комплекс взаимосвязанных процессов (рис. 18): 1) осадконакопление с хемогенной сорбцией золота углеродисто-глинистыми отложениями; 2) метаморфизм погружения, активизация элизионных поровых растворов, экстрагирующих из глинистой фракции рудогенные элементы и золото, их перераспределение и мобилизацию в пластах-коллекторах (углеродисто-сульфидных осадках как геохимических барьерах) и создание промежуточных надкларковых концентраций; 3) динамометаморфизм, надвигообразование и складчатость, сопровождаемые метаморфогенной перегруппировкой и переотложением минерального вещества и окончательным “оформлением” золото-кварцевых залежей в их настоящем виде.

Учитывая важную металлогеническую роль сульфидно-углеродистых образований в формировании золотого оруденения, необходимо в процессе проведения геолого-поисковых работ более детально картировать среди осадочных толщ горизонты с аномальными содержаниями $S_{орг}$ и сульфидов. Для выделения же в пределах площадей развития таких горизонтов более локальных перспективных участков необходимо учитывать особые геологические факторы: наличие разрывных и складчатых структур, зон повышенной трещиноватости, участков интенсивного расланцевания и смятия пород, т. е. все признаки проявления эндогенных процессов способных вовлечь золото в миграцию.

На основании изучения геологического строения Авзянского рудного района, минерального состава руд и околорудных метасоматитов, условий локализации золота предварительно намечены некоторые прогнозно-поисковые признаки гидротермально-метаморфогенного оруденения штокверкового и прожилково-вкрапленного типов в песчано-сланцевых отложениях.

1. Благоприятным поисковым признаком в региональном плане является наличие субмеридиональных надвиговых структур и сочетающихся с ними диагональных сдвиговых нарушений, создающих общую высокую раздробленность пород и формирующих соскладчатые системы сопряженных сколовых трещин и трещин отрыва, заполненных сульфидизированными кварцевыми жилами.

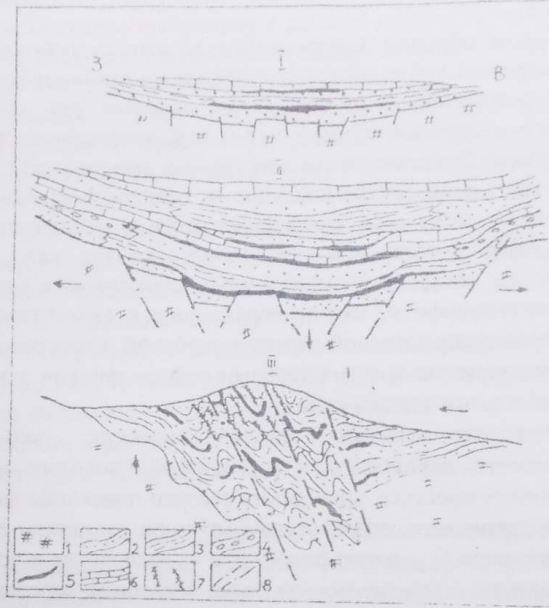


Рис.18. Стадии формирования золото-кварц-сульфидного оруденения гидротермально-метаморфогенного типа.

I — стадия накопления первичных концентраций золота в стратифицированных терригенно-углеродистых сульфидосодержащих отложениях; II — метаморфизм погружения, отжим поровых вод, вынос золота и других элементов из вмещающих пород и их концентрация в сульфидных минералах (элизионная стадия); III — надвигообразование и скучивание осадочных отложений, динамометаморфическое преобразование золотосодержащих сульфидно-углеродистых образований и формирование золото-кварц-сульфидного оруденения (динамометаморфическая стадия); 1 — породы основания; 2 — песчаники; 3 — глинистые сланцы; 4 — конгломераты; 5 — сульфидизированные углеродистые отложения; 6 — известняки; 7 — золотоносные кварц-сульфидные жилы; 8 — разрывные нарушения.

2. Присутствие в разрезе песчаных и глинистых разностей пород, переслаивающихся с углеродистыми отложениями. Чередование этих пород с различными физико-механическими и геохимическими свойствами с одной стороны обеспечивает оптимальный режим для протекания элизионного процесса, а с другой— способствует развитию в условиях неоднородной среды межпластовых зон отслоения, расщепления, дробления, обуславливающих выдержанный характер залегания кварцевых жил.

3. Наличие в глинисто-углеродистых породах сульфидной минерализации, выполняющей роль геохимически буферной среды. Сульфидно-вкрапленная минерализация слагает протяженные зоны с преимущественным развитием пирита, которые сами по себе не представляют промышленного интереса, а рассматриваются нами в качестве микрорудных формаций как зоны с промежуточным надкларковым содержанием золота, при участии которых на заключительном этапе тектоно-магматической активизации района были сформированы золоторудные объекты.

4. Развитие в осадочных породах зон зеленосланцевого динамометаморфизма, при котором за счет реакций дегидратации и декарбонатизации образуется огромное количество поровых флюидов, способных переносить и концентрировать в виде залежей золота и другие компоненты.

5. Образование во вмещающих породах зон углекислотного метасоматоза с характерным набором индикаторных минералов—анкерита, сидерита, кальцита. Для всех рассмотренных рудопроявлений района железистые карбонаты являются постоянными спутниками золоторудной минерализации.

6. Наличие в кварцевых жилах, прожилках и метасоматически измененных породах поздних сульфидных минеральных ассоциаций. На примере рассмотренных рудопроявлений видно, что основная масса золота отлагалась в заключительную стадию метаморфогенно-гидротермального процесса и ассоциирует с синхронными с ним прожилковыми выделениями сульфидных минералов (пирита, арсенопирита).

ГЛАВА 6. ЗОЛОТОПРОЯВЛЕНИЯ НЕТРАДИЦИОННЫХ ТИПОВ И ИХ ПЕРСПЕКТИВЫ

В течение многих лет геолого-поисковые и разведочные работы в пределах башкирского Урала ориентированы на традиционные золото-кварцевый и россыпной типы минерализации как основные объекты золотодобычи. Существенный вклад в минерально-сырьевую базу вносят также месторождения окисленных золотосодержащих руд, золото-кварц-сульфидные и медноколчеданные месторождения.

В последнее время среди золотоносных объектов западного склона Южного Урала отчетливо выявились новые типы золоторудной минерализации [88], локализованной среди разновозрастных и разнообразных по составу и происхождению комплексов пород— интенсивно дислоцированных углеродисто-сланцевых отложений, горизонтов конгломератов, альпинотипных ультрабазитовых массивов и кор выветривания (рис. 19).

Все эти объекты, промышленные аналоги которых хорошо известны во многих складчатых областях, в том числе и на Урале, в рассматриваемом регионе пока не представляют промышленного интереса в силу их слабой изученности, но по целому ряду признаков могут оказаться вполне рентабельными для освоения в ближайшем будущем.

Изучение новых нетрадиционных типов золоторудной минерализации только начато и большинство обнаруженных нами золотопроявлений исследовано исключительно с поверхности в местах доступных для наблюдения. Поэтому масштабы оруденения, его перспективы на глубину и прочие необходимые для прогноза характеристики, могут быть оценены лишь предварительно. Тем не менее, уже первые полученные нами данные выявляют весьма обнадеживающие перспективы этого типа оруденения, что позволяет надеяться на открытие здесь промышленных золоторудных объектов.

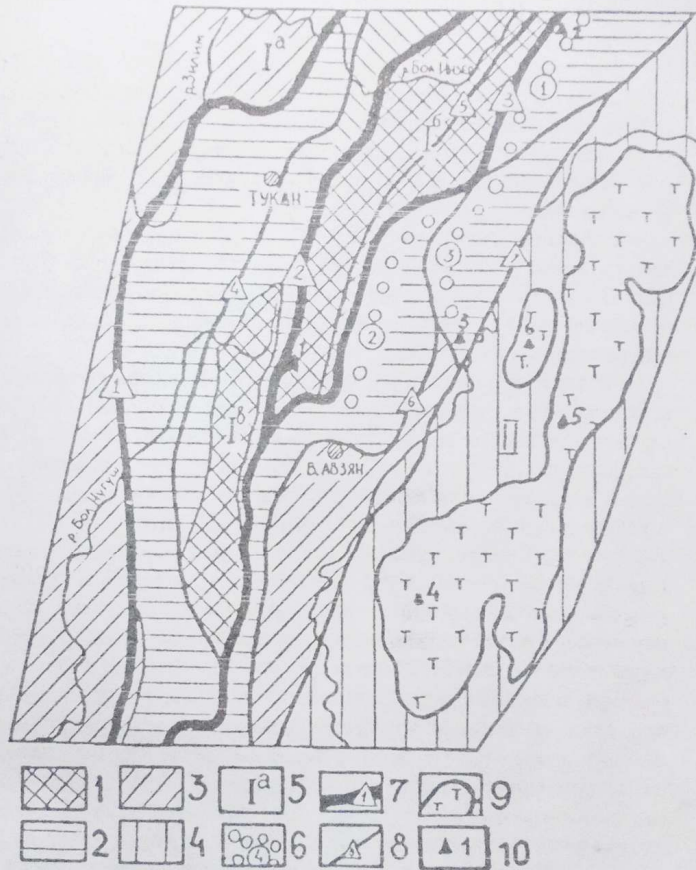


Рис. 19. Структурная схема западной части западного склона Южного Урала (по Н. Н. Ларионову с изменениями). 1-4 — комплексы: 1 — рашкрийский, 2 — средикрийский, 3 — подкрийский, 4 — гальсийский, 5 — структура: I^a — Игеровский свислюгорий, I^b — Ямантауский свислюгорий, I^в — Юрматусовый свислюгорий, II — Зидатрский свислюгорий; 6 — грабен (1-3) 1 — Иллинский, 2 — Шапский, 3 — Увайский, 7 — региональные надвиги (1-3): 1 — Зидатрский, 2 — Каргитанский, 3 — Зориткулский; 8 — надвиги (4-7): 4 — Туксанский, 5 — Юшский, 6 — Тряпский, 7 — Увайно-Срменетский, 9 — гнейсовидные массивы Крива, 10 — участки с повышенными содержаниями золота: 1 — Горный Прииск (кора пачкитрилла), 2 — Улу-Чилинский, 3 — Кизилкентский, 4 — Алшакский, 5 — Хамитовский, 6 — Содошкювон.

6.1. ДИСЛОЦИРОВАННЫЕ КВАРЦ-СУЛЬФИДНО-УГЛЕРОДИСТЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Кварц-сульфидная золотосодержащая минерализация в черносланцевых толщах пространственно приурочена к длительно развивавшемуся (рифей-палеозой) Зюраткульскому надвигу, область динамического влияния которого представлена на поверхности широкой полосой (более 5 км) интенсивно раздробленных и дислоцированных осадочных и вулканогенно-осадочных пород.

Отложения сульфидно-углеродистой формации фрагментарно обнажены вдоль зоны надвига на протяжении более чем 40 км от п. Улу-Елга на севере до п. Кагарманово на юге. Наиболее полные и хорошо изученные разрезы известны в непосредственной близости от названных населенных пунктов.

Западнее п. Улу-Елга у автодороги Уфа-Белорецк выходит на поверхность черносланцевая толща машакской свиты среднего рифея, слагающая северную часть Ишлинского грабена. Общая мощность разреза составляет около 150 м; представлен он преимущественно углеродистыми сланцами с прослоями алевролитов и алевро-песчаников, интродуцированных магматическими телами основного состава (рис. 20). Большая часть разреза расположена в области влияния разрывных и складчатых дислокаций, в пределах которых углеродистые отложения интенсивно рассланцованы и метаморфизованы до уровня серицит-хлоритовой субфации. Рудная минерализация отмечается по всей мощности разреза, однако ее интенсивность, как правило, возрастает на участках повышенного рассланцевания и дробления вмещающих пород. Здесь выделяются: сульфидизированные и окварцованные зоны смятия и дробления, стержневые кварцевые жилы и штокверковые зоны, приуроченные к крыльям и замкам складок. Простираение оруденелых зон северо-восточное (50-60°), падение крутое (угол 65°), нередко вертикальное. Мощность их наиболее интенсивно минерализованных частей колеблется от нескольких десятков сантиметров до первых метров. Они разделены между собой участками менее измененных пород такой же мощности.

Кварцевые жилы обычно крутопадающие, морфологически крайне не выдержаны, с частыми раздувами и пережимами, иногда буди-

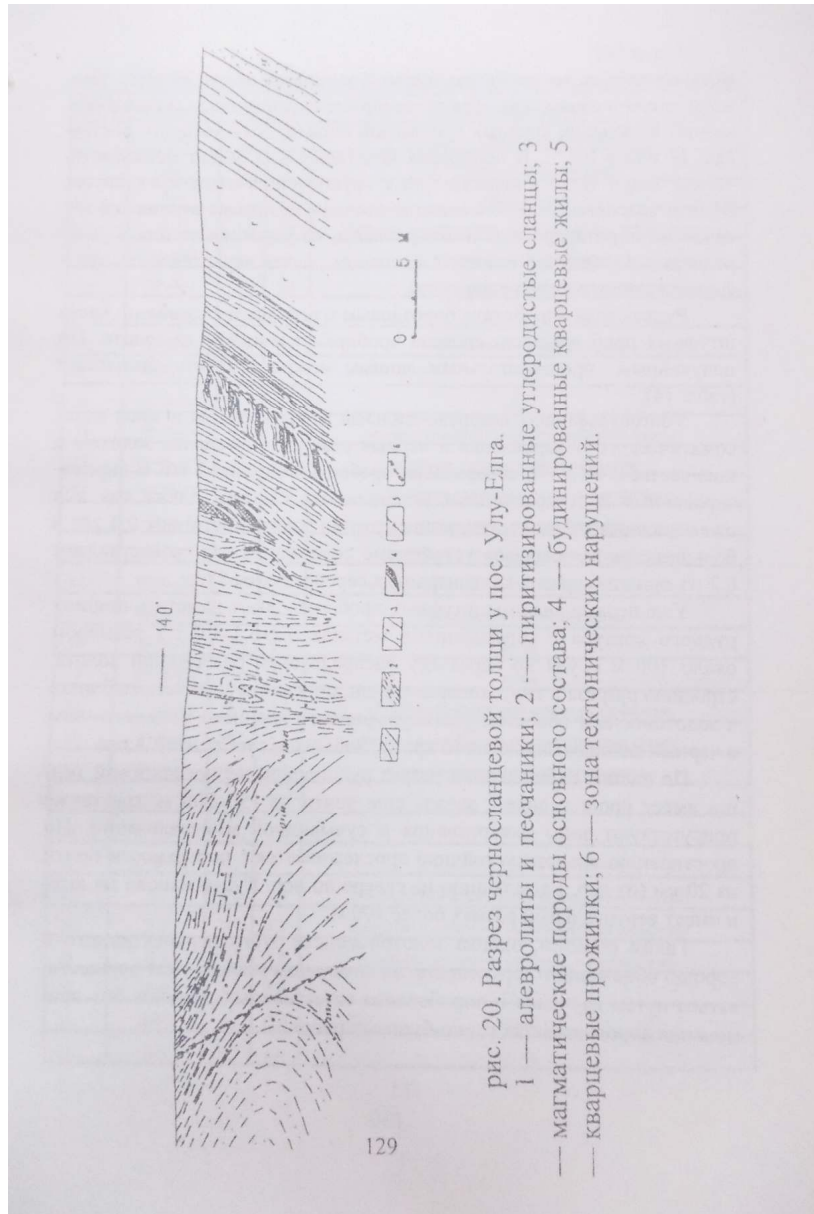


рис. 20. Разрез черносланцевой толщи у пос. Улу-Елга.

- 1 — алевролиты и песчаники; 2 — пиритизированные углеродистые сланцы; 3 — магматические породы основного состава; 4 — будинированные кварцевые жилы; 5 — кварцевые прожилки; 6 — зона тектонических нарушений.

ваны; мощность их от 0,2 до 0,8 м. Слагающий жилы кварц сильно трещиноват и ожелезнен, нередко содержит вкрапленность и гнездообразные включения крупных кристаллов пирита, доля которого составляет не более 1-2 %. В зальбандах некоторых жил развит метасоматический кварц часто в парагенезисе с крупночешуйчатым мусковитом. Вблизи кварцевых жил вмещающие песчано-сланцевые отложения интенсивно пиритизированы и окварцованы, на удалении от них в углеродистых породах отмечается в основном редкая вкрапленность сульфидов и слабое ожелезнение.

Рудная зона опробована бороздовым и штуфным способами; часть штуфных проб проанализирована пробирным методом на золото. По полученным предварительным данным можно отметить следующее (табл. 14).

Убогосульфидная кварцево-жильная минерализация и зоны метасоматического окварцевания в черных сланцах обогащены золотом в количестве 0,4-1,0 г/т; содержание серебра в них менее 5 г/т. В пиритизированных и окварцованных углеродистых сланцах, также как и в ожелезненных их разностях концентрации золота достигают 0,4 г/т; в большинстве же анализов устойчивые содержания золота составляют 0,2 г/т при стабильных концентрациях серебра более 5 г/т.

Уже первые анализы штуфных проб позволяют наметить ширину рудного контура с содержаниями металла 0,2–0,4–1,0 г/т размером около 100 м. Судя по характеру распределения содержаний золота, строению разреза и типу минерализации, описанная зона весьма близка к золотоносным объектам убогосульфидного кварцево-жильного типа в черных сланцах Енисейского кряжа, Забайкалья и Средней Азии.

По нашим наблюдениям разрез рудоносной черносланцевой толщи имеет продолжение к западу еще почти на 150–200 м, где также присутствуют зоны окварцевания и сульфидной минерализации. По простиранию эта зона устойчиво прослеживается с поверхности почти на 20 км (от дер. Гадыльшино на севере до пос. Кудашманово на юге) и имеет вертикальный размах более 100 м.

Таким образом, оценка золотоносности этого перспективного и хорошо обнаженного оруденения на начальном этапе может осуществляться путем изучения и опробования естественных разрезов без применения дорогостоящих горно-буровых работ.

Таблица 14.

Содержания золота и серебра в углеродсодержащих породах Улуелгинского участка (г/т).

№ п/п	№ образца	Au	Ag	Название породы
1.	614	0,2	2,6	углеродист. сланец, слабо ожелезн.
2.	614/1	0,8	2,8	ожелезненный жильный кварц
3.	614	0,1	1,5	метадиабаз
4.	D-12	1,0	0,4	ожелезн., лимонитизир. жильный кварц с сульфидами
5.	ЧР-96-4	0,2	—	углеродисто-глинистый сланец
6.	ЧР-96-5	0,5	0,5	углеродисто-глинистый сланец окварцованный
7.	ЧР-96-6	0,2	5,8	то же
8.	ЧР-96-21	0,1	3,7	ожелезненный жильный кварц
9.	ЧР-96-21	0,3	2,8	то же
10.	ЧР-96-31	0,2	0,8	то же
11.	ЧР-96-64	0,3	0,9	окварцованный углеродисто-глинистый сланец
12.	ЧР-96-72/1	0,2	0,6	ожелезн. углеродистый метасоматит
13.	ЧР-96-73	0,2	0,8	углеродисто-глинистый сланец с сульфидами
14.	ЧР-96-7	0,1	8,7	углеродисто-глинистый сланец
15.	ЧР-96-8	0,2	1,1	углеродисто-глинистый сланец с кварцем
16.	ЧР-96-26	0,3	2,8	ожелезненный кварц из углеродистых сланцев
17.	ЧР-96-40	0,2	сл.	углеродисто-глинистый сланец
18.	ЧР-96-42	0,1	1,8	то же
19.	ЧР-96-53	0,1	0,1	то же
20.	ЧР-96-63	0,1	1,3	углеродисто-глинистый сланец с сульфидами
21.	ЧР-96-66	0,1	1,8	окварцованный углеродисто-глинистый сланец
22.	ЧР-96-67	0,1	1,2	кварц из углеродисто-глинистых сланцев
23.	ЧР-96-70	сл.	0,5	то же
24.	ЧР-96-71	сл.	2,6	то же
25.	ЧР-96-72	0,3	—	углеродисто-глинистый сланец
26.	Д-1	0,2	7,6	углеродистый сланец слабо лимонитизированный
27.	Д-2	0,2	5,8	алевролит с пустотами выщелачивания сульфидов
28.	Д-3	0,2	7,0	углеродистый сланец окварцов. и лимонитизир.
29.	Д-4	0,2	5,8	то же
30.	Д-4/2	0,2	17,3	то же
31.	Д-5	0,2	6,4	то же

Продолжение таблицы 14.

32.	Д-6	0,4	1,4	жильный кварц с мусковитом лимонитизированный
33.	Д-6/2	0,1	2,5	то же
34.	Д-7	сл.	1,7	углеродистый сланец с выщелоченными сульфидами
35.	Д-8	сл.	0,9	то же
36.	Д-9	сл.	1,3	жильный кварц лимонитизированный
37.	Д-10/2	0,1	нет	углеродистый сланец с выщелоченными сульфидами
38.	Д-11	0,2	5,3	окварцованный и лимонитизир. углеродистый сланец
39.	Д-11/2	0,1	2,3	то же
40.	Д-12	1,0	0,4	кварц-лимонитовый метасоматит по углеродистому сланцу
41.	Д-12/2	нет	5,6	то же
42.	Д-13	0,4	2,0	алевролит лимонитизированный
43.	Д-14	0,4	4,0	углеродистый сланец с кварцевой жилой
44.	Д-14/2	0,1	2,7	то же
45.	Д-15	0,4	3,4	лимонитизированный углеродистый сланец
46.	Д-16	0,4	4,6	окварцов. и лимонитизированный углеродистый сланец
47.	Д-17	0,4	4,6	лимонитизированный углеродистый сланец
48.	Д-17/2	0,1	9,2	то же
49.	Д-18	0,2	1,0	то же
50.	Д-18/2	0,4	4,4	то же
51.	Д-19	0,1	4,1	углеродистый сланец с пустотами выщелачивания
52.	Д-20			окварцов. и серицитизированный углеродистый сланец
53.	Д-21			лимонитизир. углеродистый сланец с пустотами выщелачивания
54.	Д-22	0,1	1,3	алевролит хлоритизированный и железненный
55.	Д-23	нет	4,2	окварцованный и ожелезненный углеродистый сланец
56.	Д-23/2	сл.	6,0	то же
57.	Д-24	сл.	8,2	то же
58.	Д-25	нет	5,6	кварц-лимонитовый метасоматит с выщелоченными сульфидами
59.	Д-26	сл.	5,3	окварцованный и лимонитизированный углеродистый сланец
60.	Д-26/2	сл.	4,7	то же

Примечание: анализы выполнены в аналитической лаборатории Миндякского рудника пробирным методом. Аналитик Н. М. Кирсанова.

В 40 км к югу от Улуелгинского участка в зоне Зюраткульского надвига также известны выходы сульфидно-кварцевой минерализации среди глинисто-углеродистых отложений. Наиболее продуктивная часть минерализованной зоны обнажена в 800 м южнее д. Кагарманово вдоль автодороги Белорецк–Старосубхангулово. Здесь в бортах придорожного разреза вскрыты песчано-сланцевые отложения с прослоями и пачками углеродистых сланцев (рис. 21). Отложения интенсивно дислоцированы, на отдельных интервалах разреза отмечаются встречные падения пород, изоклиная напряженная складчатость, плейчатость, широко проявлен кливаж и микробудинирование. Общее простирание дислоцированных пород близко к меридиональному. Вкрест простирания с востока на запад разрез представлен:

— инт. 0,0–20,0 м.— переслаивание глинистых сланцев, слюдисто-кварцевых алевролитов, песчаников и углеродистых сланцев. Последние образуют прослои и пачки (до 30–40 см), иногда тонкие ритмичные слойки среди песчаников и алевролитов. В кварцевых песчаниках отмечаются короткие секущие кварцевые прожилки метаморфогенного типа, реже линзовидные включения регенерированного кварца, в котором хорошо просматривается первичная обломочная структура осадочных пород. По всему интервалу характерно неравномерное ожелезнение, особенно интенсивное в глинистых сланцах, где обычны многочисленные пустоты выщелачивания пирита, заполненные бурыми охрами лимонита. В кварцитовидных песчаниках обычны мелкие включения кристаллического пирита (размером 1–2 мм); разрозненные кубические кристаллы и их гнездообразные сростки присутствуют также и среди алевро-глинистых и глинисто-углеродистых отложений.

— инт. 20,0–58,0 м.— переслаивание тонкоплитчатых филлитовидных сланцев и кварцевых песчаников, залегающих почти вертикально с западными и восточными падениями пород, образующими мелкую килевидную симметричную складчатость. Прослои филлитов содержат многочисленные линзовидные включения желтовато-бурого железистого карбоната (из группы сидерита–анкерита) и густую вкрапленность мелких кристаллов пирита, группирующихся в тонкие слойки. В отличие от предыдущего интервала породы сильно деформированы— отчетливо выделяются две системы сопряженных тектонических трещин, широко развита плейчатость, флексурные изгибы слоев, будинаж-структуры и разлинзование, повсеместно проявлена динамометаморфическая регенерация кварца. По всему интервалу породы лимони-

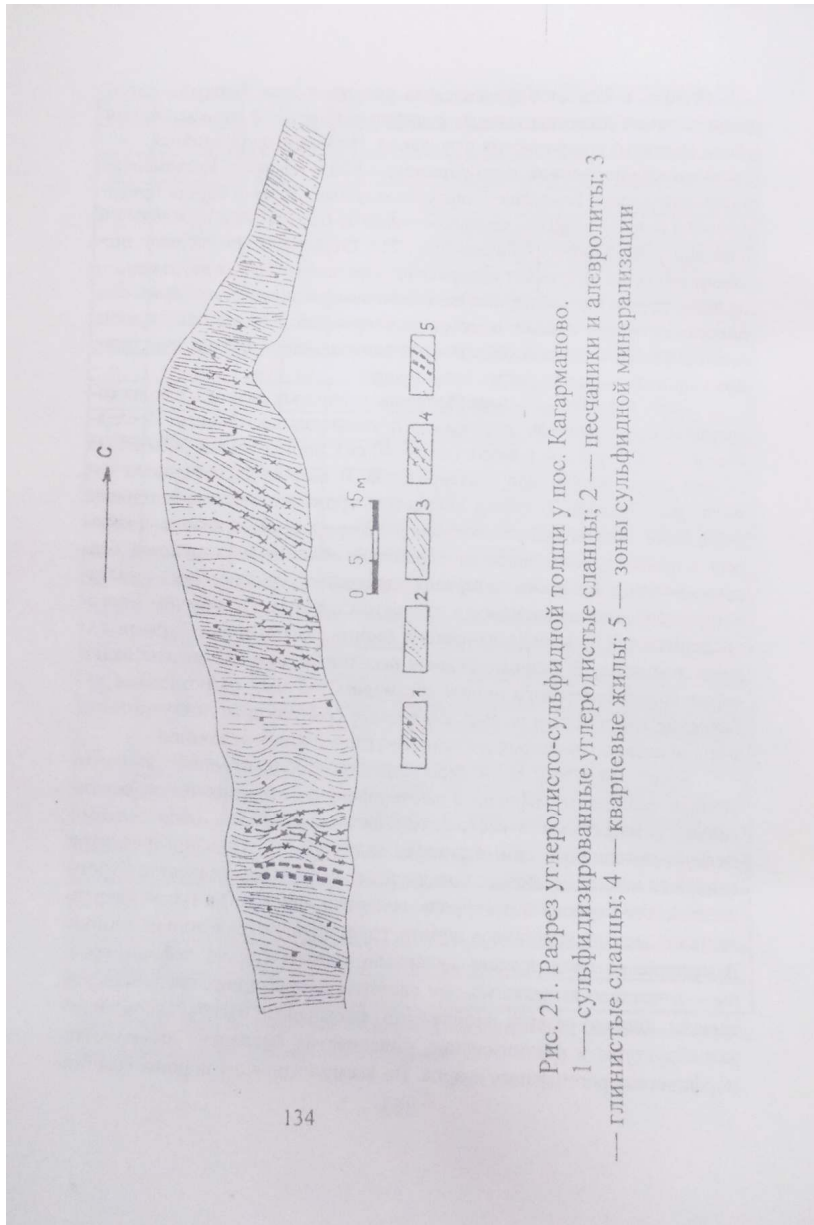


Рис. 21. Разрез углеродисто-сульфидной толщи у пос. Кагарманово.
 1 — сульфидизированные углеродистые сланцы; 2 — песчаники и алевролиты; 3 — глинистые сланцы; 4 — кварцевые жилы; 5 — зоны сульфидной минерализации

тизированных и даже на участках явного отсутствия вкрапленности пирита имеют пятнистую бурую окраску.

—инт. 58,0–80,0 м.— тонкоплитчатые кварцевые песчаники с редкими включениями линзовидных кварцевых прожилков метаморфогенного типа. Сульфидной вкрапленности и прочих признаков наложенной минерализации не отмечается.

—инт. 80,0–110,0 м.— ритмичное переслаивание филлитизированных сланцев и алевролитов. Повсеместно присутствуют маломощные зоны прожилкового окварцевания и сульфидизации, приуроченные к участкам интенсивного рассланцевания и смятия пород. В сланцах пирит частично окислен, а в кварцевых жилах полностью гидратирован и представлен бурыми лимонитовыми охрами.

—инт. 110,0–150,0 м.— преимущественно углеродистые сланцы с редкими прослоями алевро-глинистых и глинистых сланцев, локализованных в верхней части разреза черносланцевой пачки. Общая особенность для данных отложений — их ярко выраженное тонкополосчатое строение, обусловленное метаморфогенной перегруппировкой глинисто-кремнистого и углеродистого материала с образованием характерных текстурных рисунков, свойственных динамосланцам. Вдоль сланцеватости породы насыщены густой вкрапленностью пирита двух морфогенетических типов: 1) крупными (до 0,7 см) одиночными кристаллами, доля которых составляет не более 1% от объема сланцев, и 2) мелкими (~1 мм) кристаллами пирита идеальной огранки, образующими густую полосовидную вкрапленность, сосредоточенную в основном в светло-окрашенных кремнисто-глинистых прослоях. Иногда среди черных сланцев встречаются густовкрапленные и сплошные полосовидные обособления пирита в виде “рудных слоев” мощностью до 3–4 см. Для глинисто-углеродистых пород характерна высокая насыщенность кварцевыми жилами и прожилками обычно развальцованными и будинированными, содержащими включения железистого карбоната, серицита, хлорита (?) и сульфидную вкрапленность, а иногда и сплошные гнездовые обособления пирита. Окисление сульфидов в таких кварцевых жилах приводит к образованию каркасных бурых железняков характерных для зон окисления сульфидных месторождений. Кроме жильного кварца среди черных сланцев присутствуют прослои кварцитов, также содержащие обильную вкрапленность пирита, частично окисленного до порошкового сажистого состояния. Все это свидетельствует о глубоких гипергенных преобразованиях первичной

сульфидной минерализации и формировании по ней зоны выщелачивания.

Судя по минеральному составу эта часть черносланцевого разреза претерпела наиболее интенсивные изменения лиственит-березитового типа при ведущей роли объемной пиритизации пород. В контуре сульфидизированной зоны интенсивность этого процесса максимальна, а в направлении верхнего ограничения полосы дислокаций наблюдается постепенное понижение количества пирита и смена черносланцевых отложений филлитизированными сланцами и алевролитами. Снизу же углеродисто-сульфидная зона ограничена мощной толщей тонкоплитчатых кварцевых песчаников не содержащих сульфидной минерализации. Таким образом сульфидно-вкрапленный тип оруденения имеет отчетливый литолого-структурный контроль— явную избирательную приуроченность к углеродистым отложениям, локализованным в приразломной зоне интенсивной дислоцированности пород. Сравнительная простота минерального состава, отсутствие контрастных ореолов гидротермальных изменений, типичные динамометаморфогенные регенерационные текстуры пород, свидетельствуют о широком участии в образовании кварцево-сульфидной минерализации процессов дислокационного метаморфизма.

В пределах всей обнаженной части разреза нами проведено выборочное штучное опробование различных по составу и интенсивности минерализации горных пород –филлитовидных сланцев, кварцевых жил, углеродистых сланцев и песчаников. Однородные по составу участки разреза опробовались с интервалом 5 м; вес исходных проб составлял 0,5–1,0 кг. Подготовка навесок для лабораторного исследования осуществлялась путем механического измельчения породы до порошкового состояния с дальнейшим ее анализом в химико-спектральной лаборатории ЦНИГРИ (г. Москва). Результаты анализов проб на группу благородных металлов представлены в табл. 15. Небольшое количество проанализированных проб пока не позволяет выявить возможные рудные зоны и наметить их конкретные границы, однако полученные данные дают возможность уже сейчас сделать предварительное заключение о перспективах золотоносности Кагармановского участка.

Таблица 15.
Содержание благородных металлов в породах черносланцевой формации Кагармановского участка, г/т.

№ п/п	Au	Ag	Os	Ru	Pt	Pd	Rh	Ir
1	0,011	0,15	<0,004	<0,004	<0,05	<0,05	<0,02	<0,002
2	0,030	3,60	<0,004	0,005	<0,05	<0,05	<0,02	<0,002
3	0,009	0,48	<0,004	<0,004	<0,05	<0,05	<0,02	0,002
4	0,015	0,12	<0,004	0,027	<0,05	<0,05	<0,02	<0,002
5	0,015	0,06	<0,004	0,005	<0,05	<0,05	<0,02	0,003
6	<0,001	<0,01	<0,004	<0,004	<0,05	<0,05	<0,02	<0,002
7	0,015	0,06	<0,004	<0,004	<0,05	<0,05	<0,02	<0,002
8	0,090	0,04	<0,004	<0,004	<0,05	<0,05	<0,02	<0,002
9	0,052	<0,01	<0,004	<0,004	<0,05	<0,05	<0,02	<0,002
10	0,022	0,03	0,015	<0,004	<0,05	<0,05	<0,02	<0,002
11	0,022	0,12	<0,004	<0,004	<0,05	<0,05	<0,02	<0,002
12	0,032	0,16	<0,004	<0,004	<0,05	<0,05	<0,02	<0,002
13	0,010	<0,01	<0,004	<0,004	<0,05	<0,05	<0,02	<0,002
14	0,014	<0,01	<0,004	<0,004	<0,05	<0,05	<0,02	<0,002
15	0,038	<0,01	<0,004	<0,004	<0,05	<0,05	<0,02	<0,002
16	0,016	0,12	<0,004	<0,004	<0,05	<0,05	<0,02	<0,002
17	0,013	—	<0,004	<0,004	0,27	<0,02	<0,01	<0,002
18	0,0065	—	<0,004	0,060	0,08	<0,02	<0,01	<0,002
19					0,07	0,16	0,005	
20					0,03	0,10	0,002	
21					0,03	0,08	0,003	
22					0,07	0,10	0,002	
23					0,05	0,10	0,001	
24					0,02	0,07	0,004	
25					0,05	0,12	0,004	
26					0,07	0,15	0,004	
27					0,03	0,08	0	
28					0,03	0,10	0	

Примечание: 1, 3, 13, 15— глинистые сланцы пиритизированные; 2, 4, 6-9, 16-18— углеродистые сланцы с вкрапленностью пирита; 5,10,11,14— кварц-лимонитовая порода; 12— песчаник; 19-28— пиритизированные и окварцованные сланцы, проанализированные в ИГЕМе только на Pt, Pd, Rh.

Как следует из таблицы 15 в абсолютном большинстве проанализи-

зированных проб, независимо от состава пород значения содержаний золота составляют от 10 до 90 мг/т. Согласно данным Я. Э. Юдовича [98], концентрации золота в терригенных породах докембрия Южного Урала могут быть ранжированы в следующих пределах: 3–20 мг/т— региональный фон; 20–35 мг/т — аномалия; 35–50 мг/т — сильная аномалия; 50 мг/т— рудогенная аномалия. Из этих данных следует, что почти половина проб черносланцевого разреза характеризует аномальные содержания золота, а единичные значения концентраций металла укладываются в категорию рудогенных аномалий, связанных с участии-

ем рудного процесса. Менее ясная картина вырисовывается для содержаний элементов платиновой группы. Большинство полученных данных показывает верхний предел концентрации ЭПГ, колеблющийся для разных элементов в диапазоне от 2 до 50 мг/т, что сопоставимо с фоновыми и минимально–аномальными их значениями в осадочных породах большинства регионов. Исключением являются два анализа, которые показали явное обогащение платиной сульфидизированных черных сланцев— 80 мг/т и 270 мг/т и 7 анализов с аномально высокими— 100–160 мг/т содержаниями палладия; подобные значения концентраций обычно свойственны геохимическим ореолам этих элементов вокруг рудных тел промышленных месторождений платинопалладиевой формации.

Таким образом, можно утверждать, что изученная углеродисто–сульфидная зона по уровню концентрации благородных металлов вполне сопоставима с внешними ореолами метасоматитов, обрамляющих рудные тела многих промышленных месторождений золота Южного Урала. Для выявления конкретных рудных зон в этом ореоле, необходимы дальнейшие исследования с привлечением гораздо большего объема опробовательских работ.

6.2. КОНГЛОМЕРАТЫ

Золотоносность докембрийских конгломератов мира общеизвестна. Они являются главными источниками золота на платформах южного полушария (гондванских) и концентрируют крупнейшие запасы металла, известные среди осадочных толщ.

Ф. П. Кренделев [36] выделяет два главных типа металлоносных конгломератов— сульфидный и магнетит-мартитовый с характерными

для них условиями залегания, составом галечного материала и цемента, набором минералов тяжелого шлиха.

Палеотектоническая позиция золотоносных конгломератов по А. А. Константиновскому [35] определяется их приуроченностью к двум различным структурам земной коры—геосинклиналям (начальным и завершающим циклам их развития) и областям тектономагматической (в том числе рифтогенной) активизации. Оба типа контрастно отличаются друг от друга по составу, процентному содержанию конгломератов среди песчано-сланцевых отложений, мощности пластов конгломератов и их сложению, средним содержаниям золота на перспективных участках и др. Общими же признаками, благоприятными для локализации золотого оруденения в конгломератах являются: невысокая степень метаморфизма пород (обычно зеленосланцевая фация) с характерным кварц-хлорит-серицитовым и эпидот-хлоритовым составом цемента; присутствие в цементирующем матриксе железистоокисной и сульфидной минерализации; участие в строении обломочных толщ вулканогенных пород; наличие грабеновых структур, длительное погружение которых обеспечивало накопление больших мощностей конгломератов; залегание конгломератов на остатках размытой коры химического выветривания.

Многие из перечисленных признаков обнаруживаются и для древних конгломератов башкирского Урала, мощные толщи которых широко распространены, на двух главных возрастных уровнях рифейского разреза— бурзянском (айская свита) и юрматинском (машакская свита). Ниже приводится краткий обзор золотоносности ранне- и среднерифейских конгломератов Башкирского мегантиклинория.

Конгломераты айской свиты. Айская свита, базальные горизонты которой представлены конгломератами, была выделена М. И. Гаранем [20] в северной части Башкирского мегантиклинория в пределах Тараташской и Липовской антиклиналей и Кисеганской структурно-фациальной зоны. Она слагает основание раннерифейского седиментационного цикла и залегает на дорифейском тараташском выступе фундаменте с размывом и угловым несогласием, а местами и с корой выветривания в основании.

Большинство исследователей [32, 33, 93] подразделяет айскую свиту на пять подсвит сложенных преимущественно осадочными и частично вулканогенными образованиями, из которых только в нижней навышской подсвите конгломераты имеют самостоятельное зна-

чение, а в двух других— липовской и чудинской подсветах они представлены отдельными прослоями или горизонтами среди песчано-сланцевых отложений (рис. 22).

В основании навышской подсветы по данным В. И. Петрова залегают плохо отсортированные грубообломочные конгломератобрекчии, представленные полуокатанными обломками гнейсогранитов, бластомилонитов, кварца и полевых шпатов, сцементированных алевро-песчаным и глинисто-алевро-песчаным материалом. Они характеризуются невысокими (до 0,2 г/т) содержаниями золота [93].

В выше расположенных гравелитах, аркозовых и субаркозовых песчаниках липовской подсветы конгломераты слагают маломощные линзовидные прослои полимиктового и олигомиктового состава с существенным преобладанием кварцитовидных и кварцевых галек. А. М. Сухоруков и др. [93] указывают на локальное развитие в липовской подсвете конгломератов с высоким содержанием галек железистых микрокварцитов и джеспилитов, особенно характерных в западном обрамлении тараташского выступа. По данным выборочного опробования, проведенного этими исследователями концентрации золота в цементе липовских конгломератов составляют 0,5 г/т, а в гальке железистых кварцитов достигают 0,7 г/т.

Более высокие содержания золота отмечаются в гравелитах и разнозернистых песчаниках, обнажающихся на водораздельной части Липовых гор. Здесь липовская подсвета сложена преимущественно мелко-среднезернистыми субаркозовыми и полевошпат-кварцевыми песчаниками с прослоями и линзами гравелитов. Характерной особенностью отложений является отчетливо выраженная косая однонаправленная слоистость с мощностью косослоистых серий до нескольких десятков сантиметров, что указывает на возможный потоковый характер осадконакопления. Концентрации золота в таких отложениях составляют 0,7-1,4 г/т при их весьма невыдержанном характере, возможно обусловленном струйчатым распределением кластогенного золота [93].

Еще более неравномерное распределение золота установлено в терригенных отложениях чудинской подсветы, слагающих Ефремовские горы. Конгломераты представлены здесь крупными линзами плохо отсортированного галечного материала преимущественно гранито-гнейсового состава. В цементе конгломератов концентрации золота

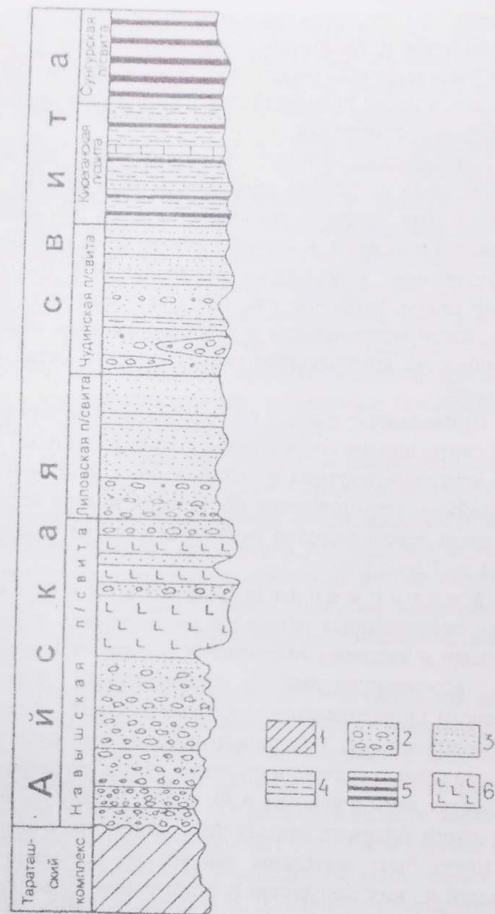


Рис. 22. Сводный разрез айской свиты раннего рифея. 1 — метаморфические образования Тараташского комплекса; 2 — конгломераты с алевро-песчаным цементом; 3 — песчаники разнозернистые; 4 — алевролиты и глинистые сланцы; 5 — углеродисто-глинистые сланцы; 6 — трахибазальты.

достигают 4,1 г/т, тогда как в гальках не превышают 0,5 г/т, а в песчано-гравийных и алевритовых разностях пород снижаются до 0,2 г/т [93]. Отмечается обогащение золотом нижних частей конгломератовых прослоев, а также приконтактных интервалов разнофациальных типов терригенных отложений.

Генетическая сущность золотоносности рассмотренных конгломератов из-за их слабой изученности пока не ясна. Кластогенный характер золота уверенно распознается лишь для аркозовых песчаников липовской подсвиты, в которых обнаружены окатанные зерна золота и сопутствующих аксессуарных минералов [93]. Для остальных уровней айской свиты, особенно там, где в конгломератах проявлены динамотермальный метаморфизм и кварцево-жильная минерализация, можно предполагать комплексную гидротермально-метаморфогенную природу золота.

Приведенные данные по содержаниям золота в конгломератах айской свиты вполне сопоставимы с концентрациями золота, выявленными в кварцево-галечных и полимиктовых золотоносных конгломератах главнейших тектонических обстановок земной коры; перспективными для таких конгломератов считаются участки с содержаниями металла от 0,1 до 1,0 г/т [35].

Конгломераты машакской свиты. Машакская свита, открывающая разрез среднерифейских отложений, сложена основными и кислыми эффузивами контрастной риолит-базальтовой серии, ассоциирующими с терригенными породами мелководноморского происхождения – конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, углеродисто-глинистыми сланцами. Наиболее полные сведения о составе и строении свиты, её петро-геохимических особенностях даны в работах А.Ф. и З.М. Ротару [62,63]. Анализ полученных этими авторами данных показывает, что в разрезе машакской свиты могут быть выделены два уровня повышенной золотоносности. Нижний из них приурочен к отложениям кузьелгинской подсвиты западного склона хребта Большой Шатак. Здесь среди полимиктовых песчаников и основных эффузивов присутствуют пять горизонтов конгломератов, в цементе которых пробирным анализом обнаружено золото до 0,2 г/т. Примечательно, что в серицитизированном цементе этих конгломератов содержится обильная вкрапленность мелкозернистого пирита, часть из которого, возможно, первично-осадочного происхождения. Содержания золота такого же порядка установлены в пи-

ритизированном цементе конгломератов быковской подсвиты, представляющих верхний золотосодержащий уровень машакской свиты. Как показали результаты анализов проб, золото в количестве 0,2 г/т присутствует не только в прослоях конгломератов, но в такой же степени характерно и для переслаивающихся с ними грубозернистых пиритизированных песчаников. В глинистых сланцах вышележащей калпакской подсвиты, также несущих сульфидную минерализацию, концентрации золота значительно ниже и обычно составляют 0,005–0,01 г/т, что в целом характерно для большинства рифейских отложений подобного типа. Обращает на себя внимание присутствие золота в единичных пробах (до 0,2 г/т) из кузьелгинских миндалекаменных диабазов, залегающих выше конгломератов нижнего золотосодержащего уровня. Здесь, как и в предыдущих случаях, аномальные концентрации золота тесно связаны с пиритовой минерализацией.

Более детальные исследования конгломератов машакской свиты, проведенные в последнее время экспедицией “Уралзолоторазведка” с участием авторов данной работы подтвердили потенциальную золотоносность разновозрастных уровней осадочного разреза. Этими исследованиями, охватывающими в основном крупно- и валунногалечные конгломераты кузьелгинской подсвиты были выявлены золотоносные зоны с различным типом рудной минерализации— сульфидной, магнетитовой и гематитовой.

Сульфидная минерализация эпизодически отмечается по всему разрезу кузьелгинской подсвиты. Маломощные зоны сульфидизации и рассеянная вкрапленность пирита присутствуют в диабазовых, в подошве и кровле прослоев конгломератов и их цементе, а также в кварцевых жилах, секущих диабазы и песчаники. Но наиболее выдержанный характер сульфидная минерализация приобретает у контакта нижней пачки конгломератов с подстилающими их углеродисто-глинистыми сланцами юшинской свиты. Здесь по данным И. В. Высоцкого повышенная концентрация сульфидов приурочена к узкому (до 0,5 м) горизонту протяженностью почти 2,5 км, сложенному кроме мелких (0,1–1,0 мм) пентагон-додекаэдрических кристаллов пирита, также небольшим количеством пластинчатых выделений пирротина, ассоциирующих в цементе конгломератов с серицитом и хлоритом.

Магнетитовая минерализация выявлена в трех горизонтах конгломератов и приурочена к их контактам с перекрывающими толщами metabазальтов и риолитов. Густая вкрапленность магнетита в виде су-

бидиоморфных кристаллов размером 0,1-0,3 мм отмечается как в цементе, так и на поверхностях галек конгломератов. Мощность минерализованной зоны составляет 1-5 м. Высокое содержание магнетита (до 50 %) установлено также в толще рассланцованных и хлоритизированных metabазальтов мощностью 5 м.

Значительно реже среди отложений машакской свиты встречается гематитовая минерализация. Обычно гематит не дает концентрированных скоплений, а образует редкую вкрапленность, приуроченную к контактам песчаников и диабазов или локализуется в трещинах среди песчаников. В кровле потоков миндалекаменных диабазов иногда наблюдаются гнездообразные выделения крупночешуйчатого гематита в ассоциации с кварцем и эпидотом. Более обильная вкрапленность гематита отмечается в кварцевых жилах и прожилках, выполняющих сколовые трещины в конгломератах каранской и шакитарской подсвит. Мощность жил— от 5 до 20 см, их протяженность по падению в большинстве случаев не превышает 2-3 метра; концентрируются они обычно вдоль диагональных нарушений сдвигового типа.

Опробование конгломератов и минерализованных зон показало следующее. Содержание золота в цементе конгломератов по данным экспедиции “Уралзолоторазведка” варьирует в широких пределах— от фоновых значений до 0,1-0,6 г/т. В одной пробе была установлена максимально высокая для этих пород концентрация металла 1,2 г/т. Большинство повышенных значений отчетливо тяготеют к горизонтам конгломератов с кварц-хлорит-серицитовым (с магнетитом и пиритом) и хлорит-эпидотовым составом цемента, где обычно развиты зоны интенсивного рассланцевания пород (контакт юшинской и машакской свит) с характерным набором минеральных парагенезисов зеленосланцевой ступени метаморфизма. В кварц-гематитовых жилах содержания золота также на один-два порядка превышают кларковые значения.

Приведенные данные несмотря на их предварительный характер, ясно показывают, что золотоносность машакских конгломератов, также как и ассоциирующих с ними вулканитов и песчано-сланцевых отложений, связана с проявлениями динамотермального метаморфизма и гидротермальных изменений. Особенно благоприятными следует считать, как и для всего Авзянского рудного района, участки повышенной дислоцированности пород с сопряженными системами разрывных и складчатых структур и проявлением зонального слабоконтрастного

метаморфизма, возможно указывающего на наличие термальных куполов на глубоких горизонтах.

Исходя из общегеологических данных (значительный масштаб минерализации, ее приуроченность к зеленосланцевой зоне динамометаморфизма, сочетание конгломератов с магматическими породами, наличие складчатых и разрывных структур, аномально высокие концентрации золота) базальные конгломераты айского и машакского уровней могут быть выделены в рифейскую золотосодержащую формацию перикратонных (?) рифтогенных прогибов, перспективы промышленной золотоносности которой по аналогии с подобными золотоносными конгломератами мира могут оказаться весьма значительными.

6.3. ГИПЕРБАЗИТЫ

Гипербазитам отводится главная роль в познании вещества верхней мантии и реконструкции геодинамических режимов. Кроме того, они являются "материнскими" породами для целого ряда месторождений полезных ископаемых — хромитов, элементов группы платины, золота и т.д. Большинство гипербазитовых массивов Урала укладывается в две формации: дунит-гарцбургитовую (хромитоносную) и дунит-клинопироксенит-габбровую (платиноносную). Среди дунит-гарцбургитовых массивов выделяется гарцбургитовый и лерцолитовый типы, разделяющиеся между собой степенью истощенности литофильными компонентами и строением габбровых серий [80].

На Южном Урале развита только дунит-гарцбургитовая (альпинотипная) формация. В ее пределах известны несколько месторождений и многочисленные проявления золота [11]. Все они приурочены либо к родингитам (Золотая Гора), либо к нефритоподобным, оталькованным породам, рассланцованным серпентинитам, асбестовым залежам (Петропавловское, Крестовая Горка, Богородское, Камышак и др.) и отнесены к единой формации: известково-силикатной золоторудной [8] или золотохлограпитовой [81]. Генетическая связь золотого оруденения золотохлограпитовой формации (Золотой Горы в том числе, где золотое оруденение похоже наложено на гарцбургиты в результате более поздних процессов) с гипербазитами строго не доказана. Следует

говорить лишь о пространственной приуроченности и связывать их образование с деятельностью гидротермальных растворов.

Упомянутое выше месторождение и проявления золота расположены в гипербазитовых массивах Главного Уральского разлома или восточного склона Южного Урала. На западном склоне подобных объектов не установлено. Однако, проведённые нами в последние годы работы на ряде габбро-гипербазитовых массивов Медногорско-Кракинской структурно формационной зоны, позволяют достаточно высоко оценивать перспективы выявления золотого оруденения в "рудных" дунитах и зонах повышенной сульфидизации, приуроченных к контактам хромитовых тел и интенсивно подробленным породам.

Наиболее крупным и довольно детально изученным гипербазитовым массивом западного склона Южного Урала является массив Крака, протягивающийся в меридиональном направлении на 70 км и образующий прерывистую полосу шириной 15-20 км. В его пределах выделяется четыре крупных тела: Южный, Средний, Узьянский и Северный Крака. На историю формирования массива есть несколько точек зрения. Имеющийся в нашем распоряжении материал позволяет отнести его к рифтогенным "офиолитам" [30] в понимании С. Н. Иванова [94] и рассматривать Медногорско-Кракинскую зону как самостоятельный континентальный рифт, раскрытие которого шло с юга на север. В этой связи степень истощенности и дифференцированности гипербазитов закономерно увеличивается в обратном порядке. Это наложило свой отпечаток на геологическое строение каждого из массивов и соответственно геохимические и металлогенические их особенности. Аналитическими исследованиями на золото и серебро были охвачены практически все петрографические разности пород рассматриваемых массивов— габбро, гипербазиты, метасоматиты, а также хромитовые руды (табл. 16). Пробы анализировались либо атомно-адсорбционным методом в химико-спектральной лаборатории ЦНИГРИ, либо микропробирным нейтронно-активационным методом в ГЕОХИ. В приведённой таблице последние отмечены звездочкой.

Массив **Ю ж н ы й К р а к а** сложен преимущественно породами дунит-гарцбургитового комплекса, гарцбургитами, реже дунитами, а по периферии и зонам разломов серпентинитами. В нем известно порядка 60 проявлений и несколько месторождений (им. Менжинского,

Таблица 16.
Содержание Au в рудах и породах массива Крака, мг/т.

№ п/п	№ обр.	Au	Хар-ка обр.	№ п/п	№ обр.	Au	Хар-ка обр.
1	ББ-97-1	13	Юж. Крака. Бол. Башарт. Гарцбургит	28	УК-95-22	420	— —
2	ББ-97-2	6	— —	29	УК-95-28	1010	— —
3	ББ-97-10	13	Дунит	30	УК-95-3	270	Дунит "рудный"
4	ББ-96-7	50	Руда♦	31	УК-95-3/1	90	— —
5	ББ-96-8	50	— —♦♦	32	УК-95-4	570	— —
6	ББ-96-9	< 20	— —♦♦♦	33	АБ-12	15	Ср. Крака. Мет-тит
7	ББ-96-15	< 20	— —♦♦♦	34	Х-25/2	10	— —
8	ББ-96-16	< 20	— —♦♦♦♦	35	Х-25/6	8	— —
9	ББ-96-18	250	Дунит с рудой	36	Х-32/5	12	— —
10	М-97-1	29	им. Менжинского Гарцбургит	37	СК-98-73/6	30	Кварц-п.ш. жила
11	М-97-4	9	— —	38	Х-7*	1.3	Мет-тит
12	М-97-8	17	Дунит	39	Х-4*	0.7	— —
13	М-96-9	< 20	Руда♦	40	Х-9*	0.2	— —
14	М-96-10	< 20	— —♦♦	41	Х-9/8*	6	— —
15	М-96-12	< 20	— —♦	42	СР-АШ-1	1160	Мет-тит с сульф.
16	М-96-13	< 20	— —♦♦	43	СР-АШ-2	2000	— —
17	М-96-14	< 20	— —♦	44	СР-АШ-3	1560	— —
18	М-96-16	< 20	— —♦	45	СК-98-6/7	10	Габбро изм.
19	БМ-96-2	< 20	Мал. Башарт. Руда♦	46	Х-10/12*	2	Габбро
20	МР-97-16	6	Муромцево Руда♦♦	47	Х-11/9*	1	— —
21	МР-97-18	< 5	— —♦	48	Х-10/8*	1	— —
22	МР-97-13	11	Дунит	49	СК-521*	135	— —
23	Аш-99	280	Ашкарка Руда♦♦	50	Х-24/8	< 5	Дунит
24	Аш-393	200	Саптарат Руда♦♦	51	Х-12	7	— —
25	Аш-457	150	Безымянное Руда♦♦	52	Х-8*	1	— —
26	Аш-555	160	М. Ашшак. Руда ♦	53	Х-24/8*	1	— —

Продолжение таблицы 16.

27	УК-95-21	510	Уз. Крака Чёрная речка Руда♦♦	54	Х - 26/10	< 5	Пирок-ит
55	Х-17/2	< 5	Пироксенит	76	СР-95-45	290	Руда♦♦♦
56	Х-25/2	10	— —	77	Ср-95-46	300	— —♦♦♦
57	Х-11/3*	0.4	— —	78	Х-24/1	< 5	Сев-Хамитов. Руда♦♦
58	Х-10/13*	0.4	— —	79	Х-24/5	< 5	— —♦♦
59	Х-11/8*	0.3	— —	80	Х-24/6	< 5	— —♦
60	СК-512*	2	Гарибургит	81	СР-95-14	320	— —♦
61	АБ-5	18	Гипербазит	82	СР-95-14/1	230	— —♦
62	АБ-6	16	— —	83	СР-95-16	320	— —♦
63	АБ-11	< 5	— —	84	Х-29/6	< 5	Хамитовск Руда♦♦
64	Х-24/4	22	— —	85	Х-26/9	< 5	— —♦♦♦
65	Х-11/6*	10	Лерцолит	86	СР-95-27	700	— —♦♦♦
66	СК-511*	3	— —	87	СР-95-28	140	— —♦♦♦
67	Х-14*	0.5	Серпентинит	88	СР-95-26	660	— —♦
68	Х-1*	0.5	— —	89	СР-95-32	160	Прав Саксей Руда♦
69	Х-11/2*	1	— —	90	СР-95-34	120	— —♦
70	Х-11/14*	19	— —	91	СР-95-33	70	— —♦♦♦
71	АБ-1	< 5	Ак-Бура Руда♦♦	92	СР-95-37	110	Лев Саксей Руда♦
72	АБ-9	< 5	— —♦♦	93	СР-95-38	180	— —♦
73	СР-95-43	1290	— —♦	94	СР-95-39	60	— —♦
74	АБ-7	< 5	— —♦	95	СР-95-42	260	Шатранск. Руда♦
75	АБ-8	< 5	— —♦♦♦				

Примечание: Руда вкрапленная- ♦; густовкрапленная-♦♦; сплошная-♦♦♦; рудная брекчия-♦♦♦♦. Пробы со значком *-выполнены в ГЕОХИ микропробирным нейтронно-активационным методом, пробы без значка выполнены в ЦНИГРИ атомно-абсорбционным методом.

Большой Башарт) хромитовых руд, большинство из которых приурочено к дайкообразным телам вторичных дунитов. Содержания золота в гарцбургитах варьируют в интервале 6-29 мг/т, что в среднем в 3 раза выше кларка по А. П. Виноградову и несколько выше, чем по Уралу в целом [8]. В дунитах и хромитовых рудах наблюдаются близкие к гарцбургитам содержания, соответственно 11-17 и 6-50 мг/т. Примечательно, что в различных типах руд результаты анализов на золото существенно не меняются и здесь не намечается никакой зависимости. Исключение составляют проявления Апшакской площади (северо-западное окончание массива), где руды резко обогащены золотом (до 150-280 мг/т), что на два порядка выше кларковых содержаний. Изучение аншлифов показало, что повышенные концентрации металла связаны с присутствием в рудах тонкой сыпи сульфидных минералов, среди которых наибольшим развитием пользуется пентландит, пирит и пирротин. К сожалению, на подавляющем большинстве проявлений руд в естественном залегании увидеть не удастся, поэтому нет возможности подтвердить или опровергнуть закономерность о повышении содержаний золота в эндо- и экзоконтактных частях рудных тел, подмеченную Ю. А. Волченко [18] на других объектах. Однако, на месторождении Большой Башарт в восточном борту карьера рудные тела хорошо обнажены и подобная зависимость намечается.

Массив **У з я н с к и й К р а к а** сложен преимущественно породами дунит-гарцбургитового комплекса и вмещает несколько небольших проявлений хромитовых руд. Некоторые из них (Черная Речка) содержат аномальные концентрации золота— 0,42-1,01 г/т. Но они, в силу малых запасов руд, не могут представлять практический интерес. Гораздо более привлекательны в этом отношении так называемые "рудные" дуниты, развитые в долине р. Содошков Ключ. Это желтовато-коричневые, часто зональные интенсивно серпентинизированные дуниты с большой долей (1-10 %) рудных минералов размером 2-6 мм, окаймленных бесцветной слюдой сложного состава. Сам рудный агрегат представлен ассоциацией хромшпинелида, аварунита и тонкой сыпью сульфидных минералов (пентландит, пирротин и т.д.) находящихся в закономерном сростании. Основу рудного образования составляет хромшпинелид, а аварунит образует вытянутые параллельно граням последнего самостоятельные обособления. Изучение полированных шлифов под микроскопом показало присутствие в подобных рудных образованиях мельчайших включений золота. Размер золотин нахо-

дится на грани локальности рентгено-спектрального микрозонда, что не дало возможности изучить их состав. В породе в целом содержания золота варьируют в пределах 0,10-0,57 г/т [30]. Известно, что получение рудного концентрата из дунитов не представляет сколь-нибудь сложной проблемы.

Массив **Средний Крак** в силу своего специфического геологического строения изучен на золото довольно детально. Только здесь широко представлены тела габбро, протягивающиеся в меридиональном направлении полосой в 0,5-1,0 км на 8-9 км, а также полосчатый комплекс. Хромитовые проявления известны как среди пород последнего (Ак-Бура, Хамитовское, Северо-Хамитовское), так и вне его (Саксей, Шатран).

Содержание золота в лерцолитах— наименее истощенных ("первичных") породах массива составляет 4,76 (2,56-9,04) мг/т, что согласуется с его кларком в ультраосновных горных породах (5 мг/т). Во всех же других разновидностях пород концентрация Au понижена и составляет: в дунитах 0,9 мг/т (0,71-1,1 мг/т), в пироксенитах— 0,36 мг/т (0,27-0,43 мг/т), гарцбургитах— 1,6 мг/т, габбро— 0,85 мг/т (0,32-1,52 мг/т), метасоматитах— 1,9 мг/т (0,21-5,58 мг/т) и серпентинитах— 0,8 мг/т (0,47-1,38 мг/т) [79]. На этом фоне резко выделяются некоторые значения, полученные в образцах серпентинитов (19,3 мг/т) и габбро (134 мг/т), что соответственно на 1 и 2 порядка выше, чем среднее содержание золота в этих породах. Полученные результаты по распределению Au в породах массива не согласуются с общей тенденцией к накоплению металла в средних по кремнекислотности породах дунит-гарцбургитовой формации (пироксенитах) [8, 18]. Более того, можно выделить два отдельных ряда с прямой зависимостью содержания золота от количества лейкократовой составляющей в породе: дунит-гарцбургит-лерцолит и пироксенит-габбро-метасоматит.

Результаты анализов хромитовых руд показали, что практически во всех пробах содержатся повышенные концентрации металла— от 82 до 1290 мг/т при среднем содержании 290 мг/т золота, что значительно выше, чем в рудах других массивов данной формации [8, 46] и противоречит утверждению об антагонизме золота и хрома. В двух образцах лейкогаббро, анализировавшихся тем же методом, содержания Au составили 110 и 130 мг/т, что сопоставимо с выше упомянутой пробой габбро.

Отдельно следует упомянуть результаты анализа на золото метасоматически измененных пород, развитых по зонам дробления хромитовых руд и вмещающих их пород и насыщенных сульфидами. Для них характерны высокие содержания металла до 1,16-2,0 г/т. Есть основания полагать, что по крайней мере часть этого золота находится в самородной форме, т.к. в р. Черный Ключ ниже по течению от проявлений в шлихах отмечены знаки золота. Засорение посторонним материалом здесь исключено, ручей размывает только гипербазиты.

Таким образом, можно предположить, что в процессе становления массива и образования полосчатого комплекса, а также при наложенных процессах золото выносилось из гипербазитов и концентрировалось в локальных благоприятных участках, которыми являлись лейкократовые породы, хромитовые руды и отчасти— серпентиниты.

6.4. КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ

Линейно-трещинная золотоносная кора выветривания установлена нами [72] в пределах Горноприискового участка, в его наиболее интенсивно дислоцированной части, расположенной между Караташским и Большеавзянским надвигами и осложненной многочисленными мелкими разрывными нарушениями северо-западного (310-320°) и северо-восточного (40-60°) направлений, делящими участок на отдельные небольшие блоки.

Изучение щебнисто-песчано-глинистых образований коры выветривания проводилось по керну двух буровых скважин и карьере, вскрывающему породы золотоносной коры вкрест их простираения.

В составе коры выветривания, наблюдаемой в карьере можно выделить: 1) глинистый материал бурого цвета с участками интенсивного ожелезнения и фрагментами сильно рассланцованных песчаников и углеродистых сланцев, содержащих гнезда выщелоченного пирита и 2) глинистый материал белого цвета (вязкая пластичная масса) с остаточными дезинтегрированными кварцевыми прожилками и жилами. Судя по сохранившимся в глинистом материале обломкам пород можно установить, что кора выветривания— продукт гипергенной переработки пиритизированных и окварцованных (кварцевые метасоматиты, жилы и прожилки) песчано-сланцевых отложений, подвергшихся интенсивной трещиноватости и будинированию.

Сводный разрез коры выветривания по скважинам представлен:

—инт. 0.0-10.0 м – выветрелые обломки песчаников и черных сланцев, сцементированные темно-серым и бурым глинистым материалом. Обломки составляют около 60 % всей массы породы. К концу интервала отмечается уменьшение количества и размеров обломков и увеличение степени выветрелости;

—инт. 10.0-35.0 м – кора выветривания дресвяно-глинистого состава. Цвет желто-бурый, в обломках встречается разрушенный кварц (размером до 3-4 см) с пустотами выщелоченного пирита, частично заполненными бурыми охрами гидроокислов железа;

—инт. 35.0-68.0 м – сильно рассланцованные и выветрелые песчано-алевритовые породы с небольшим количеством глинистого железненного материала;

—инт. 68.0-130.0 м – кора выветривания дресвяно-глинистого и алевро-глинистого состава. Цвет бурый, желтовато-бурый, белый. Присутствуют обломки кварца, углеродистых сланцев, песчаников. Их количество составляет от 10 до 40 %, участками кора представлена исключительно глинистым материалом. В обломках сохранились псевдоморфозы лимонита по пириту и пустоты от его выщелачивания;

—инт. 130.0-181.0 м – рассланцованные и выветрелые песчано-алевролитовые отложения, слабо окварцованные с редкой вкрапленностью окисленного пирита. Местами породы кусковаты, обломки связаны глинистым материалом бурого цвета;

—инт. 181.0-267.0 м – кора выветривания дресвяно-песчанистого состава с примесью глинистого белого материала. Обломки сильно выветрелые, представлены щебенкой кварцевых метасоматитов с включениями слюдистых минералов;

—инт. 267.0-324.0 м – чередование сильно рассланцованных углеродисто-глинистых сланцев и песчаников. Породы ожелезнены, местами окварцованы, по многочисленным трещинам развиты гидроокислы железа; сульфиды и карбонаты в основном выщелочены.

Из наблюдений в карьере и по керну скважин можно сделать вывод, что наиболее интенсивной глинизации подвержены тектонически переработанные зоны, в промежутках между которыми вмещающие породы менее преобразованы и сохраняют первичные текстурно-структурные признаки. Мощность верхних горизонтов коры выветривания составляет около 10 м, о ее распространении на глубину можно судить по имеющимся скважинам, ни одна из которых полностью не

перебурила зону дезинтегрированных пород и не вошла в коренной субстрат, т.е. установленная протяженность выветрелых пород по падению составляет более 300 м.

Среди продуктов выветривания окварцованной песчано-сланцевой толщи можно выделить разности, характеризующие основные стадии преобразования, свойственные нормальному профилю выветривания, в котором сильно выветрелые породы сменяются слабо преобразованными и исходными.

К продуктам предельной стадии выветривания пород на рудопроявлении Горный Прииск относятся структурные глины белого и бурого цвета, занимающие незначительную верхнюю часть линейной коры выветривания или встречающиеся локально на ее нижних горизонтах вдоль отдельных тектонических нарушений. По данным шлихового анализа, слабоуплотненный белый глинистый материал сложен неокатанными алевритовыми зернами кварца (40-60 %) с небольшой долей окисленного пирита в тяжелой фракции. В верхней части коры выветривания по окварцованным породам иногда встречаются линзы маршаллитов, почти полностью представленных кварцевой алевритовой сыпучкой с незначительной примесью связующего глинистого материала.

Наиболее характерным минералом глинистых продуктов выветривания, судя по данным термического анализа, является пирофиллит, составляющий до 40-48 % объема дезинтегрированных пород. Его присутствие в интенсивно трещиноватых и выветрелых зонах обусловлено, вероятно, активной циркуляцией в них подземных вод или гидротермальных растворов. Наряду с пирофиллитом также в значительном количестве присутствуют гидрослюда (15-20 %) и гетит (18 %).

Среди минералов, слагающих слабопреобразованные и глинизированные породы наиболее глубокому химическому изменению подверглись сульфиды и особенно пирит, с неокисленными разностями которого на рудопроявлении обычно ассоциирует золото. Можно наблюдать последовательные стадии окисления пирита, хорошо увязывающиеся с общими стадиями преобразования исходных пород: в слабо дезинтегрированных песчано-сланцевых отложениях включения пирита подверглись лишь начальному окислению с развитием по периферии зерен тонких прерывистых каемок гидроокислов железа; при более глубоких преобразованиях пород с появлением в них гидрослю-

дистых минералов пирит полностью окисляется с образованием по нему полных псевдоморфоз гидроокислов железа, а при дальнейшем выветривании на стадии структурных глин гидроокислы железа подвергаются выщелачиванию с образованием пустот частично заполненных охристыми продуктами окисления.

Шлиховое опробование коры выветривания показало следующее. В верхних ее горизонтах, в бурых и белых глинах содержится около 10 % золотин гравитационных классов крупности размером 0.3x0.8 мм. Остальное золото тонкое (до 0.25 мм), некоторые золотины находятся в сростках с вмещающими породами. Концентрация золота в пересчете на массу вмещающих пород составляет 600 мг/м³, что при соответствующих масштабах коры выветривания может представлять промышленный интерес.

На глубоких горизонтах распределение золота в линейной коре выветривания определяется интенсивностью преобразования исходных пород. По данным пробирного анализа наиболее значимые концентрации золота (0,5-3,0 г/т) выявлены в интервалах развития структурных глин, а также на участках, сложенных дезинтегрированными кварцевыми метасоматитами и жилами. В менее преобразованных сульфидизированных породах золото содержится в количестве 0,05-0,5 г/т. Судя по характеру выделения золота, его соотношению с гипергенными минералами и особенностям пространственной локализации можно предположить, что при окислении сульфидов в коре выветривания происходило высвобождение золота и его переотложение, сопровождавшееся укрупнением.

Форма золотин чаще всего пластинчатая (трещинная), более крупные знаки имеют комковатую и неправильную форму, цвет их ярко-желтый. По составу (табл. 17) это высокопробное золото с умеренной примесью серебра. Из других компонентов отмечаются повышенные концентрации висмута, мышьяка, сурьмы, селена, теллура при почти полном отсутствии меди. Аналогичный химический состав имеет золото из эксплуатируемой в настоящее время Авзянской россыпи, расположенной в правом борту р. Б. Авзян в нескольких сотнях метров от описываемой золотоносной коры выветривания. Не исключено, что именно линейные коры выветривания, дренируемые правыми притоками р. Б. Авзян могли служить источником металла для ее формирования.

Таблица 17.
Содержание элементов примесей в золоте из коры выветривания Авзянского рудного района,
%

(по данным микрозондового анализа)

Название объекта	Au	Ag	Bi	Hg	As	Sn	Sb	Se	Te	Co	Ni	Cu
1. Авзянская россыпь	95,507	2,174	—	—	0,157	0,360	0,959	—	0,631	0,164	0,051	—
2. Белая глина	92,588	4,267	1,217	—	0,717	0,087	0,256	0,341	0,250	—	0,278	—
3. Бурая глина	97,915	2,020	—	—	—	—	—	—	—	—	0,079	0,005
4. Сросток из бурой глины	95,609	3,689	0,411	—	—	—	—	0,254	—	0,041	—	—

Исходя из изложенного, становится вполне очевидной важность дальнейшего изучения кор выветривания по первичному золотооруденению с целью возможного обнаружения промышленно значимых вторичных его скоплений. Особенно перспективной в этом отношении является зона долгоживущего Караташского разлома, на всем протяжении которого имеются благоприятные условия для формирования золотоносных кор выветривания.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований выявлены типоморфные геолого-геохимические особенности золотого оруденения западного склона Южного Урала (Авзянский рудный район) и разработана качественная модель гидротермально-метаморфогенного рудообразования. Рассмотрены геохимический состав и золотоносность главных типов осадочных пород–терригенно-карбонатных, углеродистых, сульфидизированных терригенных образований, конгломератов. Установлена важная роль в золотообразовании складчато-разрывных структур. На формационной основе проведена типизация золоторудных объектов района, намечен комплекс геолого-поисковых признаков оруденения.

Основные выводы, полученные при анализе геолого-геохимических данных сводятся к следующему.

1. В рифейских песчано-сланцевых и карбонатных отложениях Авзянского рудного района отсутствуют уровни повышенной фоновой золотоносности. Колебания средних содержаний золота по разрезам, не зависимо от состава пород находятся в пределах близких кларковым, отклоняясь в ту или иную сторону не более чем на 50%. Вместе с тем в частных пробах иногда золото вовсе не обнаружено или его содержания резко понижены относительно кларка. Особенно это характерно для глинисто-алевритовых пород, что убеждает нас в частичном выносе золота в ходе эпигенетических изменений осадка.

2. Промежуточными коллекторами для золота служили углеродисто-сульфидные отложения, в ходе преобразований которых, происходило постепенное возрастание содержаний золота в ряду: углеродистая порода—пирит-1—пирит-2. Возникшие в связи с этим надкларковые концентрации золота, на два порядка превышающие изначальные фоновые его содержания служили источником для последующего возникновения промышленного оруденения. В качестве золотоконцентрирующих, наиболее благоприятными являются углеродистые алевропелиты большеинзерской и зигазино-комаровской свит, заметно отличающиеся повышенными содержаниями углеродистого вещества и сульфидов, пользующиеся широким площадным распространением, максимальными средними содержаниями золота и высокой их дисперсией по сравнению с другими породами.

3. На основе установленных типоморфных особенностей золоторудной минерализации, проведена классификация рудных объектов в соответствии с существующими геолого-промышленными типами. Она является первой попыткой обобщения имеющихся геологических материалов. По мере их накопления это обобщение будет дополнено и уточнено. Но уже в настоящем виде предложенная классификация может быть использована как при металлогенических исследованиях, так и при постановке прогнозно-оценочных работ на золото в Авзянском рудном районе и Башкирском мегантиклинории в целом. Эта классификация позволяет сопоставлять золотое оруденение в докембрийских толщах с формациями других золотоносных регионов Урала, что значительно облегчает прогнозную оценку отдельных рудопроявлений.

4. Геологическая позиция золоторудных проявлений всех рассмотренных формационных типов определяется в региональном плане их приуроченностью к зоне Караташского надвига. Характерной особенностью является узловое размещение золоторудной минерализации, обусловленное сопряженным развитием сдвиго-надвиговых структур. Благоприятными для локализации золотоносных кварцевых жил, прожилков и минерализованных зон являлись складчатые северо-восточные трещины скола и субмеридиональные трещины отрыва, сочетающиеся с северо-западными сдвигами.

5. Золоторудная минерализация сопровождается ореолом динамотермального метаморфического изменения пород с контрастным набором минеральных ассоциаций, позволяющих выделить в нем внутреннюю— серицит-кварцевую и внешнюю— карбонат-серицит-хлоритовую зоны. Оруденение локализуется во внутренней зоне изменений. Отложение золота происходило на завершающей стадии рудного процесса с поздними прожилково-вкрапленными генерациями пирита и арсенопирита. Для рудных тел характерны невысокие содержания сульфидов не превышающие 10–15 %, переменное соотношение пирит-арсенопирит при общем суммарном преобладании пирита, незначительное развитие других сульфидов.

6. Разработана качественная модель гидротермально-метаморфогенного золотообразования, предполагающая неоднократную экстракцию золота из вмещающих пород в ходе литогенеза и последующего дислокационного приразломного метаморфизма в связи с рифей-вендской тектоно-метасоматической активизацией.

7. Выявлены новые нетрадиционные для рассматриваемого региона типы золоторудной минерализации, приуроченной к дислоцированным кварц-сульфидно-углеродистым образованиям, конгломератам, гипербазитам и корам выветривания.

Высокая перспективность черносланцевых отложений определяется благоприятной структурной позицией, масштабностью минерализации и относительно равномерным распределением золота.

В отложениях базальной части осадочного ритма машакской свиты установлены аномально высокие (на один-два порядка выше фоновых) содержания золота. Оно встречается как в аркозах, так и в песчаниках и диабазах. Максимальные концентрации золота приурочены либо непосредственно к цементу базальных слоев конгломератов, либо к расположенным стратиграфически выше прибрежным морским мелководным песчаникам. Общей тенденцией, устойчиво проявляющейся для всех изученных горизонтов конгломератов является приуроченность повышенных концентраций золота к цементирующей массе с характерным развитием в ней сульфидных и железноокисных минералов с кварц-хлорит-серицитовой и хлорит-эпидотовой минеральными ассоциациями зеленосланцевого метаморфизма.

Сложный механизм золотообразования намечается для гипербазитовых массивов Крака. Как показывают полученные данные аномально высокие концентрации золота приурочены к дунитовым телам, полосчатому комплексу пород, хромитовым рудам и зонам сульфидизации. Все это свидетельствует о гетерогенном характере золотоносности и неоднократном проявлении золотообразующих процессов, начавшихся, по-видимому, еще в период становления самих гипербазитовых массивов.

В пределах рудопроявления Горный Прииск золотоносная кора выветривания, представлена продуктами гипергенной переработки коренной золото-кварц-сульфидной минерализации. Химический состав золота указывает на участие золотоносных кор в формировании россыпей Авзянского рудного района. Наиболее перспективной для корообразования является зона Караташского надвига, где расположен целый ряд золоторудных проявлений и имеются благоприятные структурные условия.

Полученные данные подтвердили высокую перспективность известных и вновь обнаруженных золотоносных объектов. Авторы считают актуальным дальнейшее изучение нового для района типа золо-

того оруденения— черносланцевых золотосульфидных образований в дислоцированных зонах крупных разрывных нарушений. Это касается прежде всего Караташского и Зюраткульского разломов, в области влияния которых находятся разновозрастные черносланцевые отложения, содержащие на разных уровнях небольшие коренные проявления золота или его надкларковые концентрации. В этой связи целесообразно проведение детальных опробовательских работ вдоль зоны Зюраткульского разлома не только на хорошо обнаженных и доступных разрезах сульфидно-углеродистой формации (Улуелгинский, Кагармановский участки), но и в погребенной ее части.

По-прежнему имеет важное значение изучение структуры известных золоторудных проявлений с целью выяснения закономерностей размещения рудных тел и оценки перспектив прироста запасов золота на их флангах.

Такая работа, проведенная для Горноприискового участка и Акташской площади дала положительные результаты, которые могут представлять интерес для производственных геологических организаций.

Многие важные рудогенетические вопросы, касающиеся условий и механизма формирования золоторудной минерализации в осадочных формациях в данной работе только намечены и ещё далеки от окончательного решения. Особенно это касается минерализованных золотосульфидных зон среди рассланцованных терригенных (в том числе и углеродистых) пород, перспективы которых требуют дальнейшего уточнения. Вместе с тем, известные данные о золотоносности подобных минерализованных зон Дальнего Востока и Сибири свидетельствуют о возможности обнаружения среди них крупного оруденения с высокой степенью концентрации металла.

ЛИТЕРАТУРА

1. Акульшина Е. П. Глинистые минералы как показатели условий литогенеза. Новосибирск, Наука, 1976, вып. 223, 191 с.
2. Алексеев А. А. Магматические комплексы зоны хребта Уралтау. М.: Наука, 1976, 170 с.
3. Алексеев А. А. Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. М.: Наука, 1984, 136 с.
4. Алексеев А. А. Основные черты и некоторые проблемы металлогении западного склона Южного Урала. / Металлогения Южного Урала. ИГ БФАН СССР, Уфа, 1986, с. 17-26.
5. Алексеев А. А. Палеогеодинамическая интерпретация рифея Урала по магматическим и метаморфическим событиям. / Рифей северной Евразии. Екатеринбург, УрО РАН, 1997, с. 142-148.
6. Анфимов Л. В. Рудный метасоматоз, катагенез и начальный метаморфизм в нижнерифейских толщах на Южном Урале. / Геология метаморфических комплексов. Свердловск, 1990, с. 20-29.
7. Анфимов Л. В., Бусыгин Б. Д., Демина Л. Е. Саткинские месторождения магнезитов на Южном Урале. М.: Наука, 1983, 87 с.
8. Берзон Р. О. Золотоносность гипербазитов. М., ВИЭМС, 1983, 48 с.
9. Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. / Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: АН СССР, 1955.
10. Богашова Л. Г. Металлоносные поровые растворы соленосных отложений. / ДАН СССР, 1983, т. 269, № 4, с. 932.
11. Бородаевский Н. И. Типы золоторудных месторождений, подчиненных ультраосновным породам в Миасском и Учалинском районах Южного Урала. / 200 лет промышленности Урала. Свердловск, УФАН СССР, 1948, с. 316-330.
12. Буряк В. А. Генетические особенности золото-сульфидной минерализации центральной части Ленской зо-

- лотоносной провинции. / Вопросы генезиса и закономерности размещения золотого оруденения Дальнего Востока. М.: Наука, 1966, с. 66-100.
13. Буряк В. А. Метаморфогенно-гидротермальный тип золотого оруденения. / Геология рудных месторождений, т. 17, № 2, 1975, с. 37-46.
 14. Буряк В. А. Метаморфизм и рудообразование. М.: Недра, 1982, 256 с.
 15. Буряк В. А. Условия образования метаморфогенных гидротермальных месторождений. / Критерии отличия метаморфогенных и магматогенных гидротермальных месторождений. Новосибирск, Наука, 1985, с. 14-22.
 16. Буряк В. А. Источники золота и сопутствующих компонентов золоторудных месторождений в углеродистых толщах. / Геология рудных месторождений, Т. 28, № 6, 1986, с. 31-43.
 17. Вецлер Я. Я., Водорезов Г. И., Прокин В. А., Сопко П. Ф. Тектонические этапы и металлогения Южного Урала. / Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений. М.: Наука, 1964, с. 120-136.
 18. Волченко Ю. А. Золотоносность габбро-гипербазитовых комплексов Урала. / Геология, минералогия и геохимия месторождений золота Урала. Свердловск, УрО АН СССР, 1987, с. 34-39.
 19. Гавриленко Б. В. Осадочные и вулканогенно-осадочные раннедокембрийские образования с повышенным фоновым содержанием золота. / Геохимия и условия формирования осадочных толщ докембрия Кольского полуострова. Апатиты: КФАН СССР, 1980, с. 79-90.
 20. Гарань М. И. Докембрийские отложения западного склона Южного Урала и связанные с ними полезные ископаемые. / Тр. 17 сес. Междунар. Геол. конгр. Л.; М.: ГОНТИ, 1939 т. 2. с. 173-181.
 21. Горбачев О. В. Барий и стронций в породах углеродистых формаций. / Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1987, вып. 7. Кн. 2, с. 30-37.

22. Горожанкин В. Г. Новое о закономерностях ориентировки основных разломов Среднего и Южного Урала. / ДАН СССР, т. 318, № 6, 1991, с. 1425-1429.
23. Добрецов Н. Л., Кривцов А. И. Модели магматогенно-гидротермального рудонакопления и критерии их отличия. / Критерии отличия метаморфогенных и магматогенных гидротермальных месторождений. Новосибирск, 1985, с. 5-14.
24. Захаров О. А., Пучков В. Н. О тектонической природе максютовского комплекса Уралтау. Уфа: УНЦ РАН, 1994, 29 с.
25. Иванов А. И. К стратиграфии и древнему орогенезу западного склона Южного Урала. / Тр. Баш. геол. упр., 1937, вып. 7, с. 2-28.
26. Иванов К. С., Пучков В. Н. Геология Сакмарской зоны Урала (новые данные). / Препринт, Свердловск, УНЦ АН СССР, 1984, 85 с.
27. Иванов С. Н. О байкалидах Урала. / Докл. АН СССР, 1977, т. 237, № 5, с. 1144-1147.
28. Камалетдинов М. А. Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974, 230 с.
29. Кац Ш. Н., Генина Л. А. Региональный метаморфизм горных пород Центрально-Уральского поднятия в пределах Башкирии. / Магматизм, метаморфизм, металлогения западного склона Урала. Уфа, БФАН СССР, 1976, с. 43-51.
30. Ковалев С. Г., Сначев В. И. Гипербазитовые массивы Крака. Уфа, ИГ УНЦ РАН, 1998, 105 с.
31. Козлов В. И., Пацков А. А. Соотношение Башкирского мегантиклинория и антиклинория Уралтау на Южном Урале. / Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: Наука, 1974, с. 121-129.
32. Козлов В. И. Верхний рифей и венд Южного Урала. М.: Наука 1982, 128 с.
33. Козлов В. И., Стратотип рифея Южного Урала. / Стратиграфия, литология и геохимия верхнего докембрия Южного Урала и Приуралья. Уфа, БФАН СССР, 1986, с. 6-16.
34. Козлов В. И., Генина Л. А., Низамутдинов А. Г. Углеродсодержащие сланцевые толщи стратотипа рифея Урала. // Проблемы геологии, минералогии, геохимии, полезных ис-

- копаемых Южного Урала и сопредельных территорий. / Тез. докл. научн. конфер., Уфа, 1989, ч. 2, с. 101-103.
35. Константиновский А. А. О некоторых общих закономерностях размещения палеороссыпей в конгломератах складчатых областей. / Литология и полезные ископаемые. 1996, № 2, с. 127-135.
 36. Кренделев Ф. П. Металлоносные конгломераты мира. Новосибирск: Наука, 1974.
 37. Кузнецов В. А. Генетические типы и формации эндогенных рудных месторождений и их значение для металлогенического анализа. / Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока.
 38. Курбацкая Ф. А. О строении и развитии зоны сочленения Западного Урала и Восточно-Европейской платформы в позднем докембрии. / Докембрийские вулканогенно-осадочные комплексы Урала. Свердловск, УНЦ АН СССР, 1986, с. 50-59.
 39. Ломтадзе В. Д. Условия выжимания воды и нефти из глин. / Зап. Ленингр. Горного ин-та, 1951, т. XXV, вып. 2, с. 49-86.
 40. Макушин А. А., Козлов В. И., Анфимов Л. В. Проблемы металлогении Башкирского Урала. / Геология зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы. Свердловск, УНЦ АН СССР, 1984, с. 96-108.
 41. Макушин А. А. Металлогения конседиментационных и активизированных структур западного склона Башкирского Урала. / Металлогения Южного Урала. ИГ БФАН СССР, Уфа, 1986, с. 27-37.
 42. Маслов А. В. Рифейские углеродистые отложения Башкирского мегантиклинория. / Литология и полезные ископаемые, 1988, № 3, с. 101-109.
 43. Маслов А. В. Осадочные последовательности типового разреза рифея. / Рифей северной Евразии. Екатеринбург, УрО РАН, 1997, с. 98-111.
 44. Метасоматиты рифейских толщ восточного крыла Башкирского антиклинория и их рудоносность. / Карагодин С. С., Макаров А. В., Малахов И. А., Рысин В. А. // Метасоматиты

- и рудообразование: тез. докл. VI Всес. Конф. Ч. 2. Л., 1987, с. 102-103.
45. Милановский Е. Е. Геология СССР. Часть 2. М.: Изд-во МГУ, 1989, 271 с.
 46. Моисеенко В. Г., Щека С. А., Фатьянов И. И., Иванов В. С. Геохимические особенности распределения золота в породах Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1971, 207 с.
 47. Мурзин В. В., Малюгин А. А. Новые данные о нестабильности природных твердых растворов системы золото-серебро-медь в области температур менее 350° С. / Докл. АН СССР, 1983, т. 269, № 3, с. 723-724.
 48. Нечеухин В. М., Берлянд Н. Г., Пучков В. Н., Соколов В. Б. Глубинное строение, тектоника, металлогения Урала. Свердловск, УНЦ АН СССР, 1986, 106 с.
 49. Овчаренко Ф. Д., Ульберг З. Р., Гарбар С. В. и др. Механизм биогенного формирования аутигенных включений золота в тонкодисперсных осадках. / Докл. АН СССР, 1985, т. 283, № 3, с. 711-713.
 50. Огаинов И. С., Сенченко Г. С. Криптоэвгеосинклинальная зона на Южном Урале. / Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: Наука, 1974, с. 41-53.
 51. Парначев В. П. О некоторых вопросах строения и геодинамических обстановках формирования рифея западного склона Южного Урала. / Рифей северной Евразии. Екатеринбург, УрО РАН, 1997, с. 148-155.
 52. Петров В. Г. Золото в опорных разрезах верхнего докембрия западной окраины Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1976, 214 с.
 53. Предовский А. А. Реконструкция первичного состава метаморфизованных супракрустальных образований по петрогенным элементам. / Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1970, с. 17-28.
 54. Прокин В. А. Проблемы эндогенной металлогении западного склона Южного Урала. / Магматизм и эндогенная металлогения западного склона Южного Урала. Уфа, БФАН СССР, 1973, с. 30-45.

55. Прокин В. А., Верховцев В. А. О металлогеническом районировании Урала. // Докл. АН СССР, 1980, т. 251, № 1, с. 180-183.
56. Прокин В. А., Верховцев В. А. Металлогеническое развитие западного склона Урала. / Геология зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы. Свердловск, УНЦ АН СССР, 1984, с. 78-85.
57. Прокин В. А. Металлогения краевых поднятий геосинклинально-складчатых систем. / Геология рудных месторождений, Т. 30, № 5, 1988, с. 17-24.
58. Пронин А. А. Основные черты истории тектонического развития Урала. Каледонский цикл. Л.: Наука, 1971, с. 215.
59. Пучков В. Н., Иванов К. С. Новые данные по тектонике Урала. / Геотектоника, № 2, 1987, с. 24-33.
60. Пучков В. Н. Позднепротерозойские структуры Южного Урала. / Рифей северной Евразии. Екатеринбург. УрО РАН, 1997, с. 127-142.
61. Радченко В. В., Клочихин А. В. Структурно-тектоническое положение района гипербазитовых массивов Крака (Южный Урал). / Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: Наука, 1974, с. 223-241.
62. Ротарь А. Ф. Машакская свита (рифей) на Южном Урале. / Сов. геология, 1974, № 4, с. 116-123.
63. Ротарь А. Ф., Ротарь З. М. Машакская свита рифея хребта Большой Шатак (Южный Урал). / Изв. АН СССР, сер., геол., 1982, № 4, с. 119-124.
64. Рыкус М. В., Андреев Н.И., Муркин В. Л. и др. Углеродистые отложения докембрия Южного Урала. // Препринт, УНЦ РАН, Уфа, 1993, 40 с.
65. Рыкус М. В. Золото Акташской площади Башкирского мегантиклинория. / Геология и минерально-сырьевые ресурсы республики Башкортостан, ИГ УНЦ РАН, Уфа, 1994, с. 23-25.
66. Рыкус М. В. Золото в терригенно-углеродистых отложениях юшинской свиты Авзянского рудного района. / Ежегодник ИГ УНЦ РАН, Уфа, 1994, с. 120-121.

67. Рыкус М. В. Барит в осадочных толщах Юрматанского антиклинория (Южный Урал). / Ежегодник ИГ УНЦ РАН, Уфа, 1995, с 94-96.
68. Рыкус М. В. Золотоносность докембрийских осадочных толщ западного склона Южного Урала. / Препринт, Уфа, УНЦ РАН, 1995, 45 с.
69. Рыкус М. В., Сначев В. И., Высоцкий И. В., Ковалев С. Г. Новые данные о золотоносности черносланцевой формации Ямантанского антиклинория. / Ежегодник ИГ УНЦ РАН, Уфа, 1996, с. 60-62.
70. Рыкус М. В. Литогенез и геохимические особенности углеродистых отложений докембрия Южного Урала. / Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала. Тез. IV Уральск. петр. совещ. Екатеринбург, 1997, с. 247-249.
71. Рыкус М. В., Высоцкий И. В., Сначев В. И., Ковалев С. Г. Золотосодержащие формации и перспективы золотоносности западного склона Южного Урала. / Известия Вузов, Горный журнал, № 5-6, 1997, с. 26-33.
72. Рыкус М. В., Высоцкий И. В., Сначев В. И., Ковалев С. Г. Золото в коре выветривания Авзянского рудного района. / Проблемы региональной геологии, нефтеносности, металлогении и гидрогеологии республики Башкортостан. Уфа, 1997, с. 187-189.
73. Рыкус М. В. Метаморфизм и золоторудная минерализация в докембрийских отложениях Южного Урала. / Горный вестник, № 4, 1998, с. 58-64.
74. Рыкус М. В., Сначев В. И. Геохимические показатели условий осадконакопления в докембрии Южного Урала. / Ежегодник ИГ УНЦ РАН, Уфа, 1998, с. 146-148.
75. Рыкус М. В., Сначев В. И. Динамотермальный метаморфизм и золотообразование в рифейских толщах западного склона Южного Урала. / Проблемы петрогенезиса и рудообразования. Екатеринбург, УрО РАН, 1998, с. 141-143.
76. Рыкус М. В., Сначев В. И., Ковалев С. Г. Структурные и генетические особенности золоторудной минерализации Авзянского рудного района. / Недрa Башкортостана, АН РБ, Уфа, 1998, с. 24-27.

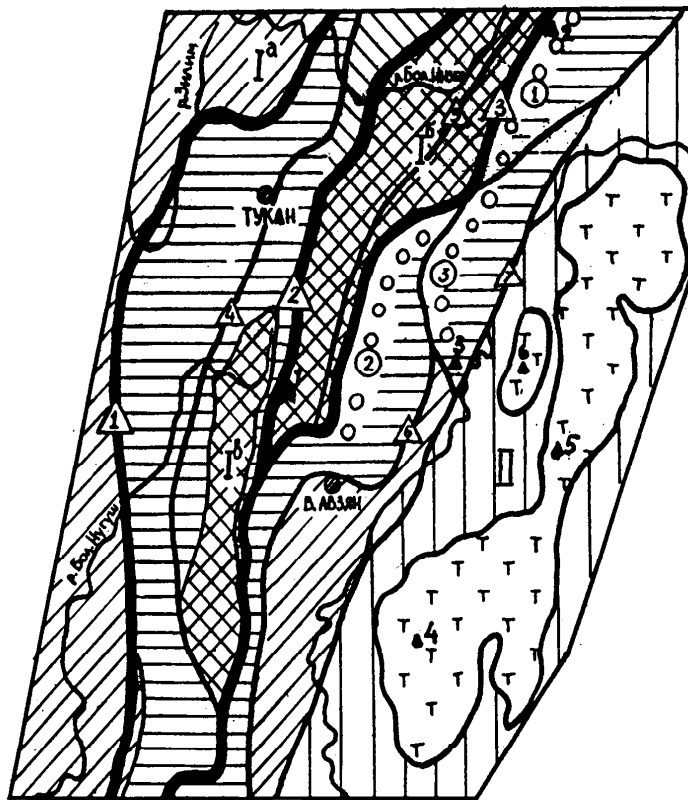
77. Рыкус М. В., Сначев В. И., Ковалев С. Г., Высоцкий И. В. О метаморфогенно-гидротермальном золотооруденении западного склона Южного Урала. / Известия АН РБ, Геология, № 2, 1998, с. 59-68.
78. Рыкус М. В., Сначев В. И. О вероятной модели золотообразования в рифейских толщах западного склона Южного Урала. / Ежегодник ИГ УНЦ РАН, в печати.
79. Савельев Д. Е., Сначев В. И., Романовская М. А. Новые данные по геохимии полосчатого комплекса массива Средний Крака (Южный Урал). / Вест. МГУ, 1999, № 2.
80. Савельева Г. Н. Габбро-гипербазитовые комплексы офиолитов Урала. М.: Наука, 1987, 246 с.
81. Сазонов В. Н., Попов Б. А. Основные проблемы исследования коренных месторождений золота Урала. / Геология, минералогия и геохимия месторождений золота Урала. Свердловск. УрО АН СССР, 1987, с. 3-19.
82. Сазонов В. Н., Григорьев Н. А., Мурзин В. В. и др. Золото Урала. Коренные месторождения. Екатеринбург, УИФ, Наука, 1993, 210 с.
83. Сенченко Г. С. Складчатые структуры Урала. М.: Наука, 1976, 171 с.
84. Серавкин И. Б., Макушин А. А., Козлов В. И. и др. Основные черты металлогении Южного Урала. / Металлогения Южного Урала. ИГ БФАН СССР, Уфа, 1986, с. 5-16.
85. Серавкин И. Б., Родичева З. И. Кракинско-Медногорский палеовулканический пояс. / Препринт, УрО БНЦ АН СССР, Уфа, 1990, 53 с.
86. Сергеева Н. Д. Сравнительная характеристика акцессорных минералов из алевролитов и песчаников юшинской и зигазино-комаровской свит рифея Ямантауского антиклинория (Южный Урал). / Стратиграфия, литология и геохимия верхнего докембрия Южного Урала и Приуралья. Уфа:БФАН СССР, 1986, с. 66-71.
87. Сначев В. И., Щулькин Е. П., Муркин В. П., Кузнецов Н. С. Магматизм Восточно-Уральского пояса Южного Урала. / БНЦ УрО АН СССР, Уфа, 1990, 179 с.

88. Сначев В. И., Рыкус М. В., Ковалев С. Г., Высоцкий И. В. Новые данные по золотоносности западного склона Южного Урала. / Препринт, Уфа, УНЦ РАН, 1996, 29 с.
89. Созинов Н. А., Сидоренко Св. А. О формационных типах углеродистых сланцев докембрия и фанерозоя. // ДАН СССР, 1976, т. 227, № 3, с. 684-687.
90. Сопко П. Ф., Магадеев Б. Д. Геолого-металлогенические особенности западного склона Южного Урала и процессы тектоно-магматической активизации. / Геология зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы. Свердловск, УНЦ АН СССР, 1984, с. 86-95.
91. Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. // Тр. ГИН АН СССР, 1983, вып. 377, 184 с.
92. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 1-3. Изд. 2-е, М.: АН СССР, 1960-1962.
93. Сухоруков А. М., Щербин С. С. Проблемы золотоносности докембрийских и палеозойских конгломератов Среднего и Южного Урала. / Геология и поиски месторождений редких и цветных металлов. Свердловск, Горн. инст., вып. 112, 1975, с. 49-58.
94. Формирование земной коры Урала. / Иванов С. Н., Пучков В. Н., Иванов К. С. и др. — М.: Наука, 1986, 248 с.
95. Шишкина О. В. Иловые воды. / Химия океана. Т. 2. М.: Наука, 1979, с. 252-270.
96. Юдович Я. Э. Региональная геохимия осадочных толщ. Л.: Наука, 1981, 176 с.
97. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988, 272 с.
98. Юдович Я. Э., Кетрис М. П., Мерц А. В. Геохимия и рудогенез золота в черных сланцах. — Сыктывкар: Геонаука, 1990, 61 с.
99. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Проблемы литохимии. / Препринт доклада РАН. Коми фил. — Сыктывкар, 1997, 28 с.
100. Crerar D. A., Cormick R. R., Barnes N. L. Organic control on the sedimentary geochemistry of manganese. / Acta mineral-petrogr. 1971/1972, vol. 20, p. 217-226.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
ГЛАВА 1. ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ	7
1.1. ОСНОВНЫЕ ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ	7
1.2. КРАТКИЙ ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК	11
1.3. ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЗМА И МЕТАМОРФИЗМА	14
1.4. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О МЕТАЛЛОГЕНИИ	17
ГЛАВА 2. ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ЗОЛОТОНОСНОСТЬ РИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ.....	23
2.1. ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ	23
2.2. УГЛЕРОДИСТЫЕ ПОРОДЫ	37
2.3. СУЛЬФИДИЗИРОВАННЫЕ ОСАДОЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ.....	69
ГЛАВА 3. ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ	75
3.1. РОЛЬ РАЗЛОМОВ В ЛОКАЛИЗАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ	75
3.2. РОЛЬ СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУР В ЛОКАЛИЗАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ	83
ГЛАВА 4. ТИПИЗАЦИЯ ЗОЛОТОСОДЕРЖАЩИХ ФОРМАЦИЙ И КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЗОЛОТОРУДНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ....	88
4.1. АКТАШСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ.....	88
4.2. РУДОПРОЯВЛЕНИЕ ГОРНЫЙ ПРИИСК.....	102
4.3. РУДОПРОЯВЛЕНИЕ УЛЮК-БАР.....	109
ГЛАВА 5. МОДЕЛЬ ЗОЛОТООБРАЗОВАНИЯ	119
ГЛАВА 6. ЗОЛОТОПРОЯВЛЕНИЯ НЕТРАДИЦИОННЫХ ТИПОВ И ИХ ПЕРСПЕКТИВЫ	126
6.1. ДИСЛОЦИРОВАННЫЕ КВАРЦ-СУЛЬФИДНО-УГЛЕРОДИСТЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ	128
6.2. КОНГЛОМЕРАТЫ	138
6.3. ГИПЕРБАЗИТЫ	145
6.4. КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ.....	151
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	157
ЛИТЕРАТУРА.....	161

Золото западного склона Южного Урала



УФА 1999