

УДК 553.3/4

ГЕОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИХ ТОЛЩ УЛУЕЛГИНСКО- КУДАШМАНОВСКОЙ ЗОНЫ (ЗАПАДНЫЙ СКЛОН ЮЖНОГО УРАЛА)

© 2013 г. С. Г. Ковалев, И. В. Высоцкий, С. В. Мичурин, С. С. Ковалев

Институт геологии Уфимского научного центра РАН

E-mail: kovalev@ufaras.ru

450077, г. Уфа, ул. К.Маркса, 16/2

Поступила в редакцию 19.03.2012 г.

Приводится детальная характеристика геологического строения и минералого-петрографического состава сложнодислоцированных углеродсодержащих толщ среднерифейского возраста, приуроченных к Юрюзано-Зюраткульскому региональному разлому (западный склон Южного Урала). Впервые в черносланцевых отложениях Урала современными прецизионными методами обнаружена и детально охарактеризована комплексная сульфидно-Au-Ag-U-Th-REE минерализация. По составам сосуществующих сульфидов определены термодинамические параметры ее образования (первый этап – $T \approx 330\text{--}500^\circ\text{C}$, $P = 6\text{--}7$ кбар, второй – менее 250°C), а по содержанию радиогенного свинца в уранинитах установлено время формирования (около 600 млн. лет). Изотопные характеристики сульфидной серы ($\delta^{34}\text{S} = 12.8\text{--}25.2\%$) и углерода ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -24.3\text{--}-29.1\%$) свидетельствуют о неоднократном переотложении вещества в процессе минералообразования. Показано, что генетическая природа благороднометальной геохимической специализации черносланцевых отложений обусловлена пространственной совмещенностью с магматическими породами рифтогенного этапа развития региона. Делается вывод о том, что генезис комплексного оруденения сложнодислоцированных черносланцевых толщ западного склона Южного Урала обусловлен геодинамическим режимом развития и может быть охарактеризован двухэтапной моделью: первый этап – рифтогенный “подготовительный” и второй – коллизионный(?) рудогенерирующий.

Ключевые слова: благородные металлы, геохимическая специализация углеродсодержащих толщ, сульфидная минерализация, РЗЭ.

ВВЕДЕНИЕ

В результате комплексных научно-исследовательских и поисково-съёмочных работ в различных регионах мира, были открыты месторождения благородных металлов неизвестных ранее типов в углеродсодержащих осадочно-метаморфических черносланцевых комплексах, которые к настоящему времени относятся к одному из перспективных типов месторождений благородных металлов [62, 63, 65–69, 71, 72]. Рудные объекты в черносланцевых толщах имеют широкое географическое распространение, приурочены к различным возрастным уровням (от протерозоя до раннего мезозоя), различаясь между собой по масштабам оруденения, морфологии рудных тел, интенсивности гидротермально-метасоматической проработки вмещающих пород и, как следствие, по концентрации полезных компонентов [16, 17]. В то же время, большинство из месторождений характеризуются рядом специфических особенностей, а именно: пластообразным (стратиформным) характером оруденения, ассоциацией с осадочными, осадочно-метаморфическими и метаморфогенными

углеродсодержащими породами, а также многокомпонентностью самих руд при относительно невысоких средних содержаниях благородных металлов.

В.В. Дистлер с соавторами подразделяют данные месторождения по морфологическим признакам на две группы. Первая включает в себя крупные объекты, в которых рудная минерализация образует зоны мощностью в десятки, а иногда и первые сотни метров при значительной протяженности (до первых километров). Вторая представлена объектами, рудные тела которых при относительно небольшой мощности (первые сантиметры), имеют значительную протяженность по латерали и характеризуются высокими концентрациями золота и платиноидов [16]. Детальное изучение объектов показало, что для них характерно широкое участие в рудообразовании регенерации и ремобилизации синседиментационного рассеянного золота и ЭПГ из рудовмещающих толщ под воздействием метаморфо-метасоматических процессов, либо привнос рудогенных компонентов глубинными флюидопотоками с разгрузкой в рудоконтролирующих структурах. Подоб-

ные генетические представления объединяются в элизионно-катагенетическую, метаморфогенно-метасоматическую и эндогенно-метаморфогенную модели, которые детально освещены в работах В.А. Буряка [8], Н.К. Курбанова [39], П.Ф. Иванкина и Н.И. Назаровой [20] и других.

В то же время была установлена сульфидная прожилково-вкрапленная минерализация с промышленными содержаниями золота и элементов платиновой группы, которая приурочена к “минерализованным зонам смятия”, “зонам сульфидизации в углисто-терригенных породах”, “углеродистым катаклазитами и милонитами” [20], что явно указывает на отличие этих объектов от типично стратиформных. И.Н. Томсон с соавторами [57], в результате изучения месторождений аналогичного типа, распространенных в Приморье, предлагают выделять данные объекты в особую формацию – эндогенных “черных сланцев”, представляющую собой особый тип углеродистых метасоматитов, развивающихся вдоль зон смятия, минерализация которых обусловлена эндогенными процессами. Взаимоотношения между стратифицированными углеродсодержащими сланцами и “углеродистыми отложениями зон смятия” на сегодняшний день не вполне определены. С одной стороны и те и другие характеризуются набором одних и тех же элементов (Cr, Co, Ti, P, V, Ni, Re, Se, U, Au, Ag, РЗЭ, As, Zn, Pb, Fe, Mo, ЭПГ и др.), имеющих повышенные по отношению к кларкам содержания. С другой стороны, “стратифицированные” черносланцевые отложения и “углеродистые метасоматиты зон смятия” резко различаются по структурно-тектоническому положению в стратиграфических разрезах различных регионов.

На западном склоне Южного Урала углеродсодержащие отложения имеют довольно широкое распространение. В виде горизонтов переменной мощности они установлены в бурзянской (R_1) и юрматинской (R_2) сериях, в составе большеинзерской, сурранской и юшинской свит нижнего рифея и практически во всех свитах среднего рифея. Стратиграфическое положение, литолого-фациальная и геохимическая характеристика этих отложений, а также отдельные вопросы металлогении, с различной степенью детальности были рассмотрены в ранее опубликованных работах Э.З. Гареева [11], А.В. Маслова с соавторами [42–44], В.И. Козлова с соавторами [35], С.Г. Ковалева с соавторами [24, 29–31], В.Н. Сазонова с соавторами [53] и других.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Изучение минералогии пород Улуелгинско-Кудашмановской зоны проводилось на сканирующих электронных микроскопах CamScan-4 (ВНИИХТ, г. Москва) и JSM-840 (ИПСМ РАН, г. Уфа) с анализирующими приставками LINK OXFORD, на растворе электронном микроскопе РЭММ-202М с

EDA в Институте минералогии УрО РАН (г. Миасс). Минералы и псевдоморфозы по ним из коры выветривания исследовались на просвечивающем электронном микроскопе Tesla BS-540 (ВИМС, г. Москва). Пробоподготовка для изучения образцов сводилась к приготовлению суспензионных препаратов, для чего разнообразие по морфологии зерна псевдоморфоз измельчались до размеров менее 1 мкм, затем полученный порошок наносился на предметное стекло и фиксировался на нем. Далее производилось напыление угольной пленки, которая с микрочастицами анализируемого материала отделялась от предметного стекла, разделялась на фрагменты и анализировалась в электронном микроскопе.

Измерения изотопного состава серы сульфидов выполнены на масс-спектрометре МИ-1201 в Институте геологии УНЦ РАН (г. Уфа). Подготовка образцов состояла из дробления пород до фракций размером 0.5–0.25 мм и меньше, разделения каждой фракции в тяжелой жидкости (фракция меньше 0.25 мм предварительно отмучивалась) и выделения монофракций сульфидов под микроскопом. В случае тесного срастания пирита и пирротина применялось высверливание тонким (0.5 мм) твердосплавным буром для отдельного изотопного анализа. Сера сульфидов для изотопного анализа окислялась до SO_2 в вакууме ($P = 1.5–2.5$ Па) при $\approx 770^\circ C$ кислородом CuO. В качестве лабораторного “стандарта” использовалась сера пирита Гайского колчеданного месторождения Южного Урала, изотопный состав которой ($\delta^{34}S = 3.2\%$) был определен относительно нескольких эталонов: 1) троилита метеорита Сихотэ-Алинь, $\delta^{34}S = 0\%$; 2) аттестованного стандартного образца пирита МСА-1, $\delta^{34}S = -2.3\%$; 3) стандартного образца морского сульфата, $\delta^{34}S = 20.1\%$. Воспроизводимость параллельных определений составляла $\pm 0.3\%$.

Измерение изотопного отношения $^{13}C/^{12}C$ проведено на масс-спектрометре Finnigan MAT 253 с использованием двойной системы напуска в Институте геологии и геохимии УрО РАН (г. Екатеринбург). Для анализа отбирались однородные образцы углеродистых сланцев без микропрожилков. Подготовка образцов к масс-спектрометрическому изотопному анализу углерода проведена по методике окисления углерода на окислительной колонке CuO. **Анализируемый образец смешивался с порошком оксида меди, предварительно прокаленным при $900^\circ C$ в атмосфере в течение 30 минут. Готовая смесь помещалась в кварцевый реактор, загружалась в реакционную колонку, где проводилось откачивание ($P \approx 1.5–2.5$ Па) для удаления сорбированных газов и паров воды. Окисление углерода проводилось в вакууме при температуре $850^\circ C$. Эффективность конверсии обеспечивала предварительно нагретая до $850^\circ C$ колонка из CuO. Продукты реакции вымораживались в ловушке ($-196^\circ C$) с проведением криогенной очистки CO_2 . Воспроизво-**

димность анализа изотопного отношения $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ составляла менее $\pm 0.1\%$.

Содержание благородных, рудных, редкоземельных и рассеянных элементов определялось на масс-спектрометрической системе высокого разрешения HR ICP-MS ELEMENT2 (ThermoFinnigan) для мультиэлементного анализа геологического материала (ИГиГ УрО РАН, г. Екатеринбург). Контроль качества получаемых результатов осуществлялся путем параллельных анализов внутренних сверочных проб и стандартных образцов горных пород (образцы СГ-1А, СГД-1А, BCR-2). В течение анализа серии проб измерение стандартного образца – BCR2 Basalt Columbia River, U.S. Geological Survey [76] проводилось с периодичностью 1:5–1:10.

Дифференциально-термический анализ углеродистого вещества из пород Улуелгинско-Кудашмановской зоны проводился по стандартной методике в воздушной среде на дериватографе Q-1500D (ИГ УНЦ РАН г. Уфа). Для анализа отбирались однородные образцы углеродистых сланцев без микропрожилков и сульфидной минерализации.

ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Часть Башкирского мегантиклинория, в пределах которой проводились исследования, отличается сложным тектоническим строением и характеризуется длительной и многоэтапной историей развития. Наличие многочисленных тектонических нарушений регионального плана и более мелких порядков, надвигов, складчато-блоковых структур и т.п. привело к тому, что осадочные породы претерпели значительные изменения и нередко приобрели специфическую металлогеническую специализацию, которая сформировалась в результате воздействия на осадочный субстрат динамотермальных метаморфо-метасоматических процессов.

Обобщенный состав машакской свиты (R_2), к которой относятся породы Улуелгинско-Кудашмановской зоны, характеризуется наличием горизонтов субвулканических и эффузивных пород основного и кислого состава, их пирокластических разновидностей, конгломератов, песчаников, туфо-песчаников, алевролитов и углеродисто-глинистых сланцев. Наиболее мощные горизонты последних фиксируются в составе быковской (до 104 м) и кунтауской (до 60 м) подсвет. Кроме того, относительно маломощные прослои этих пород установлены в разрезах каранской, шакитарской и ямантауской подсвет.

Улуелгинско-Кудашмановская зона структурно приурочена к Ишлинскому грабену, располагаясь непосредственно в зоне Юрюзано-Зюраткульского разлома, и представляет собой узкую (100–250 м) полосу субмеридионального простирания прослеженную на расстоянии около 15 км (рис. 1).

Терригенные породы зоны представлены серицит-кварцевыми алевролитами и углеродсодержащими сланцами. Первые сложены слабоокатанными и остроугольными обломками кварца алевропелитовой размерности, сцементированными тонкочешуйчатым серицитом. В качестве акцессорных минералов в них присутствуют многочисленные неясно выраженные цепочечные обособления, представленные монацитом, цирконом, рутилом и сульфидами, имеющими изометричную форму. Характерной особенностью как для первых, так и для вторых разновидностей пород, является значительная дислоцированность, а именно, смятие, гофрирование, микробудинаж, завальцовка кварцевых обломков с мозаичным, облачным погасанием и формирование текстур пластического течения. Метасоматическая перекристаллизация выражается в укрупнении серицита с образованием крупночешуйчатого (до 5 мм по удлинению) мусковита и дорастании кварцевых обломков. В породах широко развита альбитизация и карбонатизация, выражающаяся в наличии прожилков неправильной формы и переменной мощности. Окварцевание представлено жильными телами и прожилками, мощность которых варьирует от нескольких миллиметров до 1.0–1.2 м, сложной морфологии, взаимно-пересекающихся и часто будинированных. Условно среди них можно выделить две разновидности: 1) молочно-белый, часто ожелезненный, кавернозный кварц и 2) серовато-белый, серовато-голубоватый полупрозрачный кварц. В Улуелгинском разрезе кварцевая жила, располагающаяся на контакте между сланцами и диабазами, сопровождается своеобразными гетит-лимонит-магнетитовыми породами, которые, вероятнее всего, являются низкотемпературными гидротермальными образованиями.

Основным отличием углеродсодержащих сланцев от алевролитов является пелитовая размерность зерен кварца и присутствие углеродистого вещества, которое образует послыбно-полосовидные, шнурообразные и комковатые выделения. Содержание углерода колеблется от 1.1 до 2.6% (табл. 1). При изучении образцов углеродсодержащих сланцев в отраженном свете в однородной массе установлены мелкие (0.01 мм и менее) чешуйки, обладающие хорошо наблюдаемой яркой оптической анизотропией, характерной для графита. Основная масса углеродистого вещества (УВ) изотропна либо обладает слабой анизотропией с прямым или облачным погасанием, что позволяет отнести его к УВ керит-антраксолитового ряда.

Из анализа термограмм углеродсодержащих сланцев (рис. 2) видно, что УВ характеризуется сложным фазовым составом (экзо- и эндотермические эффекты), что свидетельствует о наличии асфальтитов, керита, оксикерита и скрытокристаллического графита. Сравнение полученных термограмм с эталон-

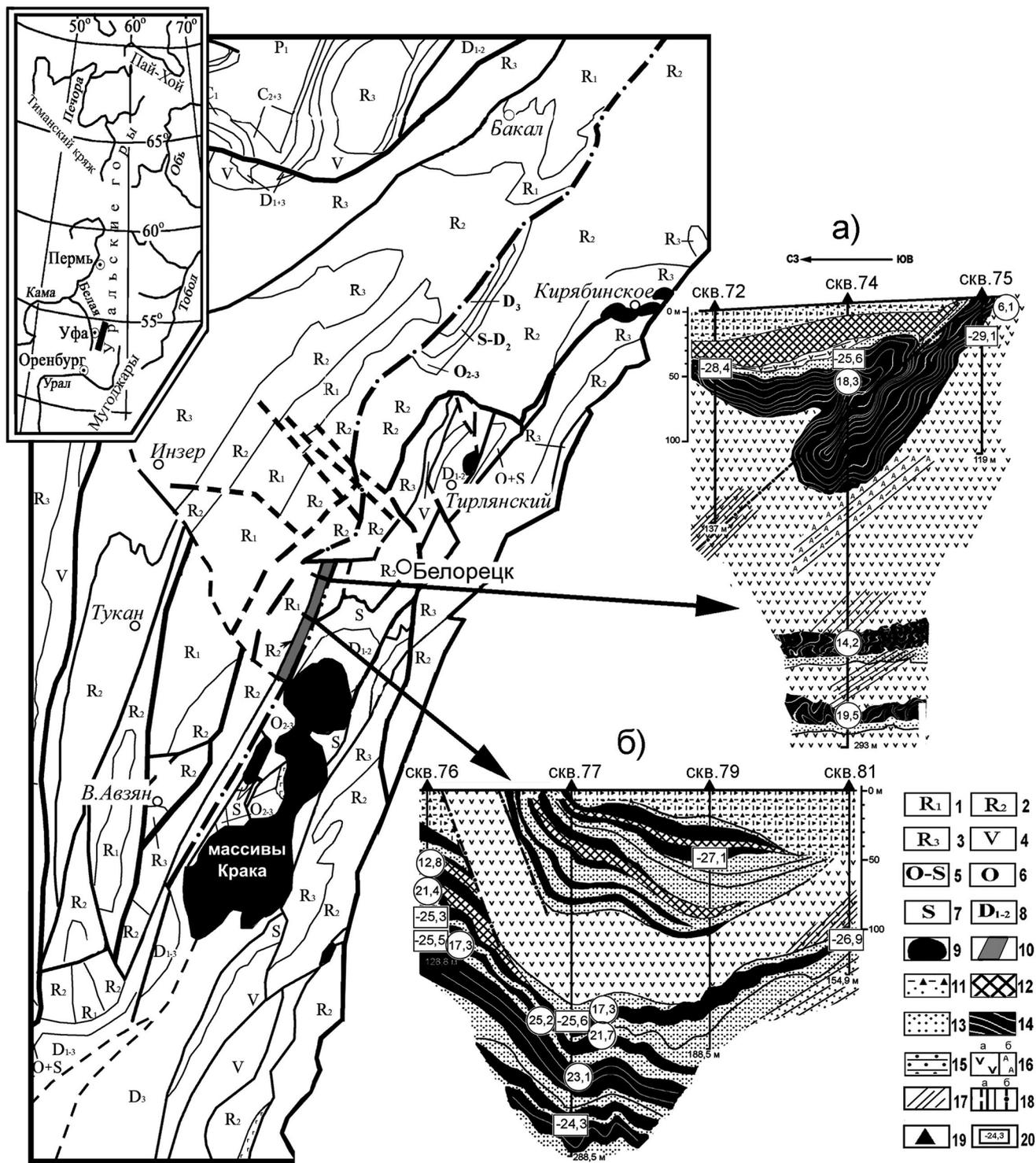


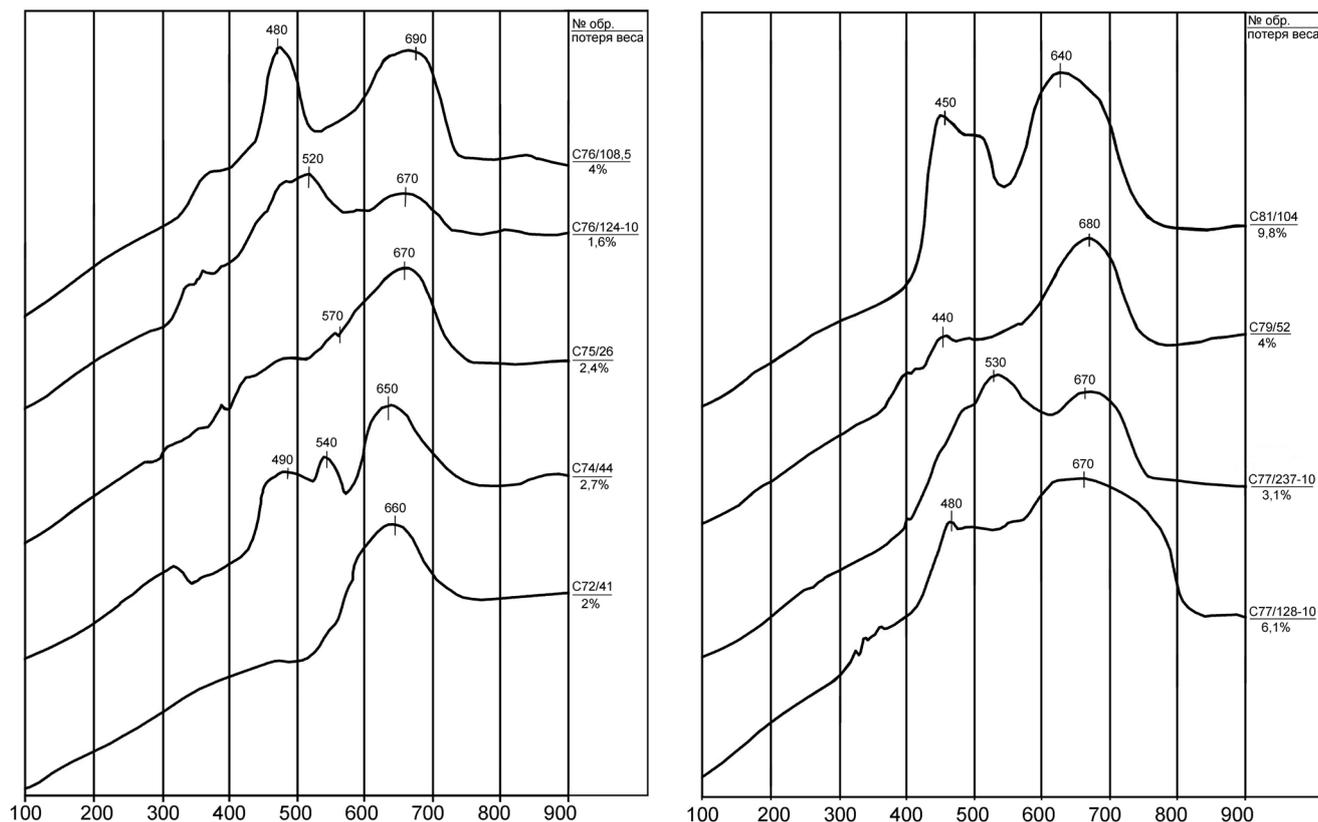
Рис. 1. Геологическая схема и разрезы Улуелгинско-Кудашмановской зоны.

а – Улуелгинский разрез, б – Кудашмановский разрез. 1–8 – разновозрастные структурно-вещественные комплексы: 1 – нижнерифейские, 2 – среднерифейские, 3 – верхнерифейские, 4 – вендские, 5 – ордовикско-силурийские, нерасчлененные, 6 – ордовикские, 7 – силурийские, 8 – девонские, нерасчлененные; 9 – ультраосновные массивы; 10 – Улуелгинско-Кудашмановская зона; 11 – кора выветривания; 12 – эпидот-кварц-хлоритовые сланцы; 13 – серицит-кварцевые алевросланцы; 14 – углеродсодержащие сланцы; 15 – кварцитопесчаники; 16 – магматические и апомагматические породы (а – хлоритизированные диабазы и габродиабазы, б – эпидот-альбит-кварц-амфиболовые с арфведсонитом породы); 17 – зоны расланцевания; 18 – тектонические нарушения (а – разные, б – Юрюзано-Зюраткульский разлом); 19 – скважины; 20 – изотопные значения в ‰ (в прямоугольниках – углерода, в кругах – серы).

Таблица 1 Содержания углерода в сложнодислоцированных сланцах Улуелгинско-Кудашмановской зоны

№ п.п.	№ образца	Порода	Содержание $C_{эл.}$, %
1	М-40	черный сланец из экзоконтакта дайки	2.5
2	М-43	черный сланец из экзоконтакта дайки	2.3
3	М-52	черный сланец	1.7
4	М-51	черный сланец	1.1
5	М-45	зеленый сланец	0.6

Примечание. Определения выполнены в Институте химии УНЦ РАН методом сжигания в токе кислорода. Точность метода 0.3%.

**Рис. 2.** Термограммы углеродсодержащих сланцев Улуелгинско-Кудашмановской зоны.

ными [21] показывает, что изменения УВ в породах Улуелгинско-Кудашмановской зоны могут быть обусловлены процессами метаморфизма в пределах мусковит-хлоритовой субфации зелено-сланцевой фации.

Геохимия углеродсодержащих пород изучалась для двух разновидностей: черных сланцев и сульфидизированных черных сланцев. Количество сульфидов в последних составляло около 50–60% от общего объема пробы. Полученные результаты изображены на рис. 3, из которого видно, что по нормализованным содержаниям редкоземельных элементов (а) породы различаются на 1–2 порядка. Повышенные количества РЗЭ в сульфидизированных сланцах свидетельствуют о том, что эти элементы

были подвижны при рудообразовании и накапливались в породах с сульфидной минерализацией. Кроме того, “рудные” сланцы обогащены Co, Ni и Cu – элементами, типоморфными для магматических пород основного состава (рис. 3б), что может свидетельствовать о генетической связи минерализации черносланцевых толщ с ассоциирующими магматическими породами. Особенно отчетливо это видно из сопоставления углеродсодержащих сланцев Улуелгинско-Кудашмановской зоны с терригенными отложениями зигазино-комаровской свиты (R_2), в составе которой черносланцевые отложения присутствуют в значительном количестве (до 70% от общего объема свиты [43]), но какая-либо связь их с магматическими породами отсутству-

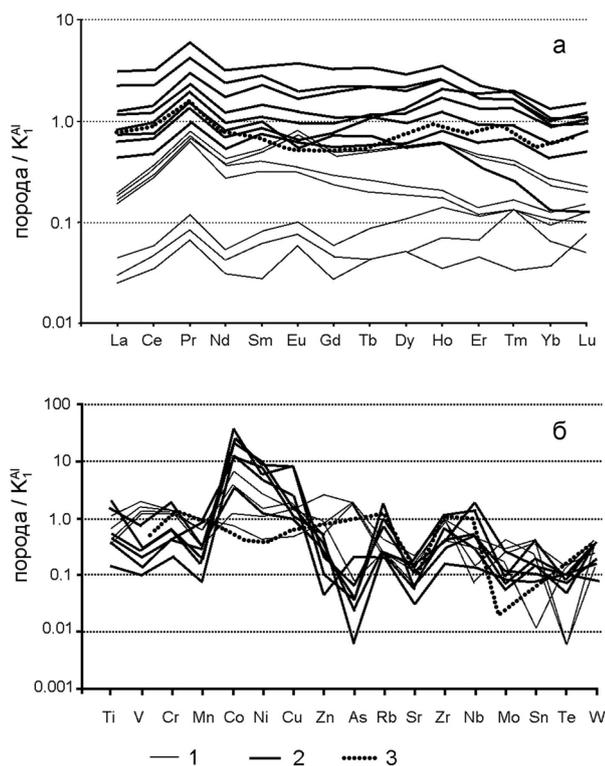


Рис. 3. Нормализованные содержания РЗЭ (а) и спайдер-диаграммы (б) для черносланцевых отложений.

1 – черные сланцы, 2 – сульфидизированные черные сланцы, 3 – терригенные породы зигазино-комаровской свиты по [44]. Нормализовано по средним составам терригенных и вулканогенных разновидностей черных сланцев по [60].

ет. Здесь же необходимо отметить, что в отдельных пробах черных сланцев с сульфидной минерализацией были установлены “ураганные” содержания свинца – 65350.52 г/т; серебра – 1713.02 г/т и вольфрама – 102.97–190.18 г/т, которые не учитывались при геохимическом анализе, но в то же время аномальные количества **Pb** и **Ag** были подтверждены находками собственных минеральных фаз этих элементов.

Магматические породы. Магматические породы зоны образуют вулcano-плутоническую ассоциацию, включающую пластовые тела интрузивных габбро-диабазов и эффузивов основного состава с небольшим количеством пирокластического(?) материала (рис. 1). Для габбро-диабазов центральной части Улуелгинского разреза характерны реликтовые офитовые и габбровые структуры. Минеральный состав включает: клинопироксен (авгит) в короткопризматических выделениях, замещающий сине-зеленой роговой обманкой и зернистыми агрегатами бесцветного или со слабо проявленным оливковым оттенком клиноцоизита и эпидота; альбитизированный плагиоклаз в удлиненных широкотаблит-

чатых кристаллах, по краям которых развивается соссорит; титаномагнетит в виде ксеноморфных интерстициальных выделений, замещающий агрегатом тонкозернистого сфена. В качестве аксессуарных минералов в породах присутствуют циркон, апатит, рутил, сульфиды (пирит, халькопирит).

В верхней части разреза присутствуют жилы альбититов мощностью 15–20 см, состоящие из ксеноморфных зерен альбита с небольшим количеством кварца, с неравномерной зернистой аллотриаморфной структурой. В интерстициях отдельных зерен альбита присутствует хлорит. Кроме того, в них установлены мелкие кристаллы минералов эпидот-цоизитовой группы (клиноцоизит), апатит, рутил и турмалин.

В крайней степени изменения интрузивные породы представляют собой карбонат(кальцит)-эпидот(клиноцоизит)-альбит-кварц-хлоритовые сланцы и эпидот-альбит-кварц-амфиболовые (с арфведсонитом) породы массивной текстуры, трассирующие тектонические нарушения, которые располагаются внутри мощного габбродиабазового тела (рис. 1).

Эффузивные метабазальты (метадиабазы) имеют мелкозернистую, реликтовую порфириовидную и интерсервальную структуру и массивную текстуру. Сложены они разноориентированными лейстами плагиоклаза, клинопироксеном, нацело замещенным эпидотом и хлоритом, а также девитрифицированным вулканическим стеклом. Совместно с мало мощными прослоями литокристаллокластических туфопесчаников они рассланцованы и превращены в эпидот-кварц-хлоритовые породы.

Геохимические характеристики апомагматических пород Улуелгинско-Кудашмановской зоны изображены на спайдер-диаграммах (рис. 4), из анализа которых видно, что они характеризуются повышенными содержаниями группы легких лантаноидов при преобладании **Ce** над **La**. При этом значительные вариации **La/Yb** (0.79–14.12) и особенно **Ce/Lu** (19.0–534.67) отношений и иттрия (2.75–14.84 г/т), вероятнее всего, свидетельствуют о перераспределении РЗЭ при метаморфизме. Кроме того, породы отличаются значительной дисперсией высокозарядных (в г/т: **Nb** – 9.5–24.02, **U** – 0.31–8.08, **Zr** – 6.32–105.2) и крупноионных (в г/т: **Cs** – 0.04–0.75, **Rb** – 1.11–15.82, **Sr** – 26.51–177.92, **Ba** – 0.17–239.89) элементов. По сравнению с одновозрастными породами Шатакского комплекса, который представляет собой вулканогенно-осадочную ассоциацию, являющуюся “эталонным” рифтогенным образованием на западном склоне Южного Урала [25, 28], апомагматические породы Улуелгинско-Кудашмановской зоны заметно обеднены средними и тяжелыми редкими землями, и обогащены ураном и ниобием. В целом следует констатировать, что различия в геохимии одновозрастных образований обусловлены миграцией ряда элементов при метаморфизме пород.

Количественные содержания золота, серебра и платиноидов в породах Улуелгинско-Кудашма-

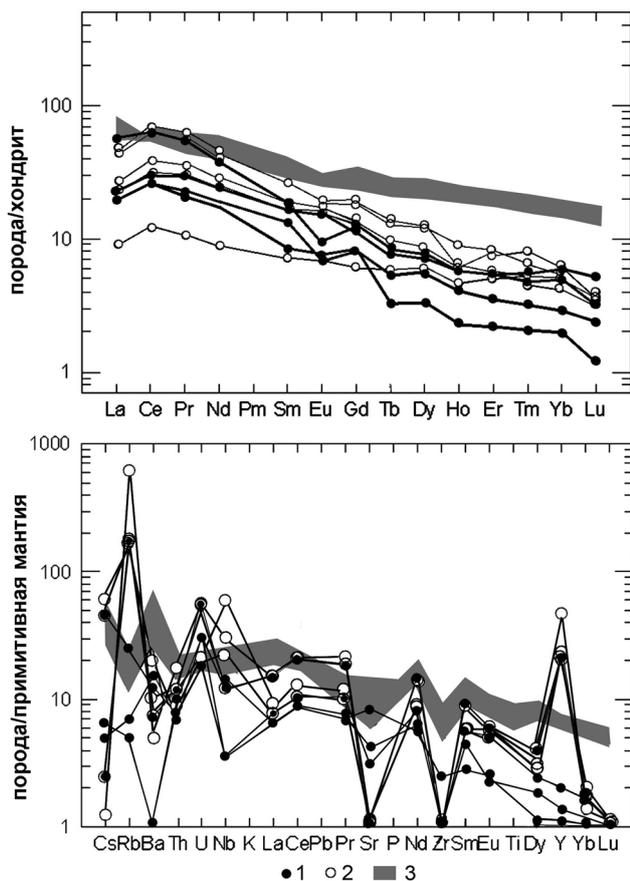


Рис. 4. Нормализованные содержания РЗЭ и спайдер-диаграммы для магматических пород Улуелгинско-Кудашмановской зоны.

1 – Улуелгинский разрез; 2 – Кудашмановский разрез; 3 – магматические породы Шатакского комплекса. Примитивная мантия и хондрит по [74].

новской зоны, также подвержены значительной дисперсии. В частности, ранее в апомагматических породах Кудашмановского разреза было установлено 1.18 г/т палладия и 0.1 г/т платины, а в терригенных породах и кварцево-жильных телах содержания варьируют (в г/т): Pt – 0.09–0.13; Pd – 0.096–0.57; Au – 0.018–0.034; Ag – 1.3–3.2; Ir – 0.05–0.1 [23]. Полученные нами данные приведены в табл. 2, 3, из которых видно, что количества благородных металлов могут различаться на два-три порядка.

Генетическая природа благороднометалльной геохимической специализации черносланцевых отложений выявляется при анализе диаграмм Pd/Ir–Pt/(Pt + Pd) (рис. 5), из которых следует, что она обусловлена пространственной совмещенностью с магматическими породами рифтогенного этапа развития западного склона Южного Урала, для которых характерна четко проявленная дифференциация платиноидов, выражающаяся в “обогащенности” ультраосновных пород тугоплавким ириди-

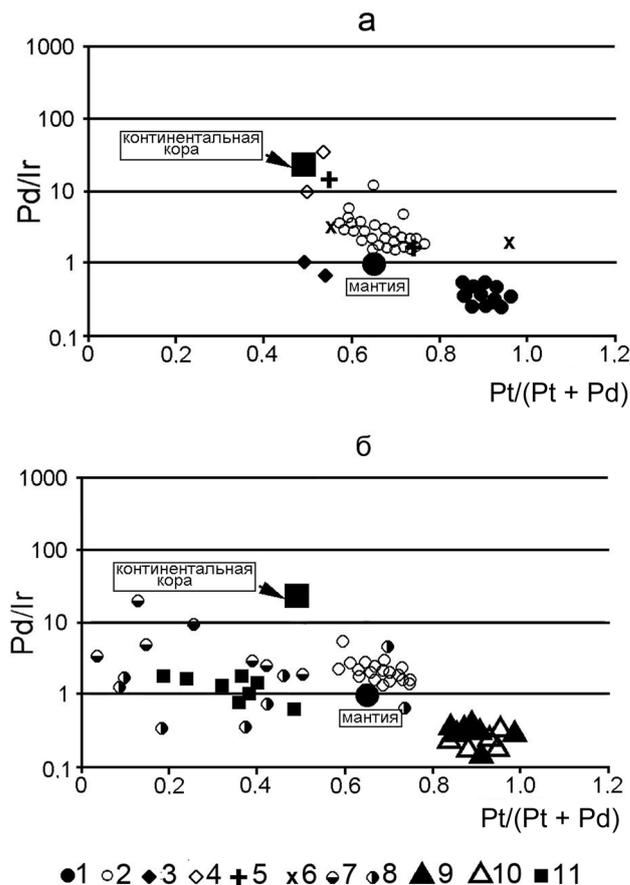


Рис. 5. Диаграммы Pd/Ir–Pt/(Pt + Pd) для магматических (а) и терригенных (б) пород Башкирского мегантиклинория.

1 – диабаз-пикритовое тело из основания Шатакского комплекса; 2 – магматические (диаграмма а) и терригенные (диаграмма б) породы Шатакского комплекса; 3 – магматические породы Магнитогорского мегантиклинория, по [54]; 4 – дайки основных пород Среднего Урала, по [19]; 5 – Бушвельдский массив; 6 – Стиллуотерский массив; 7, 6 – по [17]; 7 – черные сланцы машакской свиты; 8 – черные сланцы юшинской свиты; 7, 8 – по [55]; 9 – черные сланцы Улуелгинско-Кудашмановской зоны; 10 – черные сланцы из разреза по руч. Интурат; 11 – терригенные породы стратотипических разрезов, по [23, 32].

ем, в то время как точки составов основных разновидностей, смещаются в сторону увеличения количества палладия (рис. 5а). При этом для черносланцевых отложений Улуелгинско-Кудашмановской зоны и из разреза по руч. Интурат, ассоциирующихся с магматическими породами, характерна “сидерофильная” геохимическая специализация “мантийного облика” (рис. 5б), что является доказательством ее формирования в результате воздействия на осадочный субстрат флюидной фазы, связанной с магматизмом. В случае, когда связь с магматическими породами отсутствует, в черных сланцах наблюдается значительный разброс содержаний платиноидов, без какой ли-

Таблица 2. Содержания благородных металлов в породах Улу-Елгинского (1–6) и Гадьльшинского (7) разрезов (г/т)

№ п/п	Порода	Pt	Os	Ru	Au	Ag
1	углеродсодержащий сланец с кварцем	<0.05	<0.004	<0.004	0.059 0.2	0.12 1.1
2	ожелезненный жильный кварц	0.09	0.005	0.043	0.082 0.1	0.06 3.7
3	окварцеванный и карбонатизированный углеродсодержащий сланец	<0.05	<0.004	<0.004	0.049 –	0.06 1.1
4	углеродсодержащий сланец с кварцем	<0.05	<0.004	<0.004	0.037 сл.	0.09 0.5
5	углеродсодержащий сланец с сульфидами	0.05	<0.004	<0.004	0.27 0.2	1.62 0.8
6	–"–	<0.05	0.004	<0.004	0.097 0.1	0.36 0.6
7	ожелезненный жильный кварц	–	–	–	– 2.0	– 10.4

Примечание. Определения выполнены в химико-спектральной лаборатории ЦНИГРИ (г. Москва) атомно-абсорбционным и кинетическим методами, аналитик Т.В. Пучкова. Выделенные цифры – пробирный метод (аналитическая лаборатория Миндякского рудника, аналитик Н.М. Кирсанова).

Таблица 3. Содержания благородных металлов в породах Улуелгинско-Кудашмановской зоны (г/т)

№ п.п.	№ образца	Au	Pt	Pd	Rh
1	C74/48	<0.001	0.0027	<0.001	<0.001
2	C74/128	0.14	0.0038	0.009	<0.001
3	C74/213	0.0076	0.0032	0.0091	<0.001
4	C74/264,6	<0.001	0.0071	0.0011	<0.001
5	C74/273,4	0.017	0.012	0.0051	<0.001
6	C74/231,5	<0.001	0.0034	<0.001	<0.001
7	C74/275	0.15	0.0033	0.012	<0.001
8	C75/94	0.014	0.0035	<0.001	<0.001
9	C72/100	0.011	0.015	0.0084	<0.001
10	C76/75	<0.001	0.0041	0.0023	<0.001
11	C76/76	<0.001	0.0066	0.0019	<0.001
12	C77/98	<0.001	0.0037	<0.001	<0.001
13	C77/132	0.0036	0.0012	<0.001	<0.001
14	C77/168,2	<0.001	0.0032	0.0051	<0.001
15	C77/175	<0.001	0.004	0.0016	<0.001
16	C77/192	<0.001	0.0035	<0.001	<0.001
17	C79/122	0.001	0.013	0.009	<0.001
18	C79/126	0.0084	0.013	0.013	<0.001
19	C79/105	<0.001	0.0026	<0.001	<0.001
20	C79/143	<0.001	0.0022	<0.001	<0.001

Примечание. 1, 7, 10, 14–16, 20 – черные сланцы с сульфидами, 2–6, 8, 9, 12, 13, 17, 18 – магматические породы с сульфидами. Определения выполнены в химико-спектральной лаборатории ЦНИГРИ (г. Москва) ICP MS методом (аналитик Г.Д. Торина).

бо упорядоченности по возрастным характеристикам или пространственной приуроченности отложений.

РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Сульфиды являются самой распространенной группой рудных минералов, присутствующих в породах зо-

ны. Их количество в среднем составляет 0.1–0.5 мас. %, повышаясь в черносланцевых горизонтах до 10–15 мас. %, где они образуют прожилково-вкрапленную минерализацию. Взаимоотношения сульфидов с вмещающими породами разнообразны. Иногда они представлены субидiomорфными порфиروبластовыми кристаллами (рис. 6а), образуют субсогласно смятые прожилки и

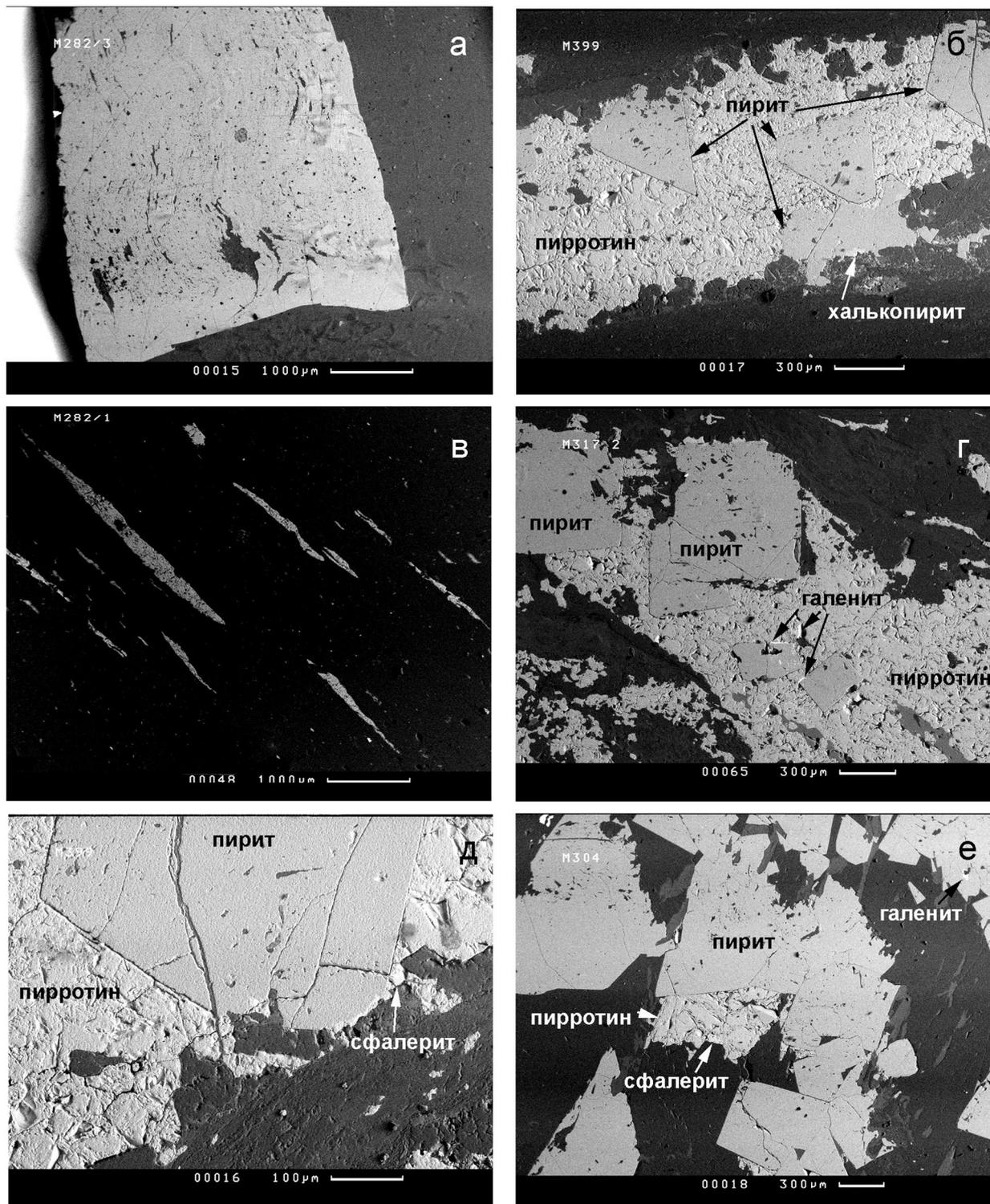


Рис. 6. Микрофотографии сульфидов из пород Улуелгинско-Кудашмановской зоны (пояснения в тексте).

выделения линзовидной формы, а иногда развиваются по микрокливажным трещинам (рис. 6в). Мощность сульфидизированных зон переменчива (от 2–3 м до 15 м) и в целом соответствует мощности черносланцевых горизонтов.

Пирит – самый распространенный минерал среди сульфидов – встречается в виде относительно крупных (до 8–10 мм) субидiomорфных и идиоморфных порфиробластовых кристаллов кубического габитуса (пирит-I), часто деформирован-

ных (рис. 6а), разбитых трещинами со смещением обломков относительно друг друга. Кроме того, он встречается в виде прожилковых выделений (пирит-II) в сростаниях с пирротинном, сфалеритом, галенитом и халькопиритом (рис. 6б, г–е). В таких случаях пирит практически всегда обрастает пирротинном, либо его кристаллы включены в пирротинную “матрицу”. Среди примесей в пирите установлены кобальт, никель, а также золото и селен в единичных зернах (табл. 4).

Пирротин – второй после пирита по распространенности минерал, встречается в ассоциации с пиритом, сфалеритом и халькопиритом в виде прожилковых выделений (рис. 6), ксеноморфных обособлений, иногда образуя практически мономинеральные зоны мощностью до 10–25 см. Часто концентрируется на границе углеродсодержащих сланцев и серицит(мусковит)-кварцевых алевросланцев, где образует удлиненные ориентированные “просечки”, приуроченные к кливажным трещинам (рис. 6). Методом порошковой рентгенографии (ДРОН-4) установлена моноклинная и гексагональная модификации, а минералогическим анализом выявлены магнитные и немагнитные разновидности пирротина. Среди примесей в нем присутствуют Ni, Co, Au и Se (табл. 4).

Сфалерит, как правило, встречается в ассоциации с пиритом и пирротинном, образуя либо ксеноморфные выделения, либо хорошо ограненные кристаллы додекаэдрического габитуса. Содержание железа в них изменяется в пределах 5.67–7.79 мас. %, а среди примесей установлены селен и медь (табл. 4).

Халькопирит чаще встречается в апомагматических породах, где он образует ксеноморфные выделения, которые пространственно совмещены с пиритом и пирротинном. В терригенных породах халькопирит, как правило, располагается по периферии сульфидных (пирит-пирротинных, пирротинных) сростаний. В целом, его состав относительно стабилен и близок к теоретическому.

Галенит образует мелкие (0.1–0.5 мм) иногда

обильные субидиоморфные включения в кристаллах пирита, а также встречается по периферии пирротинных (пирит-пирротинных) агрегатов в виде ксеноморфных либо слабо-ограненных выделений. В его составе обнаружено железо (1.39–1.66 мас. %).

Самородное олово было обнаружено при промывке проб-протолок метасоматически измененных пород (гетит-лимонит-магнетитовых метасоматитов), которые приурочены к контакту габбро-диабазов с кварцевыми жилами [33]. Самородное олово представлено знаками белого цвета неокатанно-пластинчатой, неправильно-комковатой формы размером до 0.5 × 1 мм. Изучение на рентгеновском микроанализаторе показало, что самородное олово имеет неоднородное строение, подразделяясь на светлую и темную фазы. Как показал проведенный анализ, в светлой фазе концентрируются сидерофильные элементы (Fe, Ni, Cr, Co и V), в то время как темная обогащена благородными металлами, титаном, медью, и отчасти серой и свинцом (табл. 5).

По результатам экспериментальных исследований [48] считается установленным, что при повышении температуры в процессе минералообразования смена одного интерметаллида олова с набором определенных элементов платиновой группы другим, определяется его активностью в системе. Поскольку при снижении активности кислорода и температуры возрастает активность Sn, более палладистые его интерметаллиды будут сменяться более оловянистыми [48], что и фиксируется в нашем случае. Различия же в составах минералов на основе олова, обнаруженные нами и описанные ранее в различных парагенетических ассоциациях, обусловлены более восстановительной обстановкой, существовавшей в момент их образования.

Самородное золото было обнаружено визуально при минераграфическом изучении углеродсодержащих сланцев в углеродистой матрице, где оно представлено мелкими (3–5 мкм, очень редко до 10–12 мкм) выделениями разнообразной формы. Кроме

Таблица 4. Средние составы сульфидных минералов из пород Улуелгинско-Кудашмановской зоны (мас. %)

Минерал	S	Fe	Ni	Co	Cu	Pb	Zn	Se	Au
Пирит (33)	52.35–53.95	41.24–46.65	0.31–0.36	1.15–2.45	–	–	–	0.61	0.57
Пирротин (72)	37.53–38.89	60.85–62.16	0.47–0.54	0.36–0.49	–	–	–	0.48–0.53	0.83–0.96
Халькопирит (14)	34.44–36.91	29.72–30.32	–	–	32.58–35.04	–	–	–	–
Галенит (6)	11.91–13.79	1.39–1.66	–	–	–	86.27–88.27	–	–	–
Сфалерит (7)	30.37–32.08	5.67–7.79	0.31	–	0.06–0.27	–	61.69–66.01	0.53–2.06	–

Примечание. Определения выполнены на сканирующем электронном микроскопе CamScan-4 (ВНИИХТ, Москва). В скобках – количество анализов.

Таблица 5. Химический состав самородного олова из низкотемпературных метасоматитов Улуелгинско-Кудашмановской зоны (мас. %)

Элемент	1	2	3	4	5
Ag	0.99	–	1.11	–	–
Pd	1.14	–	1.27	–	–
Rh	1.09	–	1.21	–	–
Fe	–	0.25	–	0.96	–
S	1.13	0.13	1.4	0.25	0.17
Cr	–	–	–	6.28	0.99
Cu	0.57	0.36	0.84	0.93	3.45
Ni	–	0.25	–	–	–
Ti	0.69	–	–	–	0.24
Co	–	0.3	–	–	–
V	–	0.24	–	–	–
Sn	87.21	94.06	78.42	91.58	91.25
Sb	1.57	1.15	1.65	–	2.33
As	1.85	–	–	–	–
Pb	3.82	3.78	14.01	–	–
Zn	–	–	–	–	1.57
Сумма	100.06	100.52	99.91	100.00	100.00

Примечание. 1, 3, 5 – темная фаза, 2, 4 – светлая фаза, по [33]. Определения выполнены на сканирующем электронном микроскопе JSM-840 (ИПСМ РАН, г. Уфа)

того, в коре выветривания по черным сланцам Кудашмановского разреза были установлены мелкие знаки самородного Au, где оно связано с углеродистым веществом. Иногда после прогрева УВ из него выделяется тонкодисперсное золото и самородная медь. Форма связи этих двух элементов с УВ, вероятнее всего, сорбционная. При изучении кварцевожилевой минерализации, самородное Au было обнаружено в пробе-протолочке из будинированной кварцевой жилы, залегающей в черных сланцах и сложенной серовато-белым полупрозрачным кварцем. Золотины имеют сложную форму (рис. 7) и различаются по окраске – с красноватым оттенком (рис. 7а) и соломенно-желтые (рис. 7б, в). Золото высокопробное, микронзондовым методом в его составе была обнаружена медь (от 0.21 до 0.41 мас. %), а содержания серебра варьируют в пределах 4.58–6.50 мас. % (табл. 6).

Таблица 6. Химический состав самородного золота из кварцевой жилы (мас. %)

Индекс точки	Cu	Ag	Au	Сумма
a	0.36	6.50	92.65	99.52
b	0.22	6.29	93.41	99.92
c	0.26	5.52	94.17	99.96
d	0.41	4.88	94.54	99.84
e	0.22	5.64	94.08	99.93
f	0.21	4.58	95.10	99.89
g	0.27	5.77	93.90	99.94
h	0.26	4.72	94.73	99.72
i	0.30	5.27	94.29	99.86

Примечание. Индексы точек соответствуют точкам на рис. 7а. Определения выполнены на растровом электронном микроскопе РЭММ-202М с EDA (Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс). Аналитик В.А. Котляров.

Самородное серебро и минералы Ag. Минералы серебра или **Ag-содержащие минералы** наиболее распространенная группа, обнаруженная в породах Улуелгинско-Кудашмановской зоны (рис. 8, табл. 7). Кроме идентифицированных минералов (самородного серебра, хлораргирита) здесь установлены соединения близкие к фурутобеиту $(Cu,Ag)_6PbS_4$, а также промежуточные нестехиометричные соединения ряда халькопирит $(CuFeS_2)$ – ленаит $(AgFeS_2)$. Кроме того, широкий изоморфизм между селеном и теллуром приводит к появлению соединений $(Ag,Fe)_n(S,Se)_m-(Ag,Fe)_n(S,Te)_m$. Как правило, все они развиваются по трещинам в порфиробластовых кристаллах пирита (рис. 8а) либо образуют скопления неправильной формы, в которых пространственно совмещены с ксеноморфными выделениями монацита (рис. 8б). Особо следует отметить находку соединения $(Ag_{1.43}Fe_{0.27}Au_{0.12})_{1.83}(Se_{0.46}S_{0.33}As_{0.21})_{1.00}$, ввиду того, что оно относится к разряду редких. Близкие по составу аналоги были описаны К.Мором [70] в рудах месторождения Брокен-Хилл (Австралия).

Таблица 7. Химический состав минералов серебра из черных сланцев Улуелгинско-Кудашмановской зоны (мас. %)

S	Fe	Cu	Pb	Ag	Au	Se	Te	As	Σ	формула
4.74	6.91	–	–	81.37	–	2.94	–	–	95.96	$(Ag_{4.08}Fe_{0.67})_{4.75}(S_{0.8}Se_{0.2})_{1.0}$
18.07	–	–	–	79.5	–	–	–	–	97.57	$Ag_{1.3}S_{1.0}$
4.1	5.96	–	–	59.88	9.48	14.17	–	6.07	99.66	$(Ag_{1.43}Fe_{0.27}Au_{0.12})_{1.83}(Se_{0.46}S_{0.33}As_{0.21})_{1.0}$
1.32	28.96	–	–	65.08	–	–	3.1	–	98.46	$(Ag_{9.22}Fe_{7.92})_{17.14}(S_{0.67}Te_{0.37})_{1.0}$
16.77	0.86	0.69	65.39	12.96	–	–	–	–	96.67	$(Pb_{2.41}Ag_{0.92}Fe_{0.12}Cu_{0.08})S_{4.0}$
29.42	24.8	27.18	–	14.74	–	–	–	–	96.14	$(Fe_{0.94}Cu_{0.93}Ag_{0.3})S_{2.0}$
26.07	19.42	19.44	–	31.3	–	–	–	–	96.23	$(Fe_{0.86}Cu_{0.75}Ag_{0.71})S_{2.0}$

Примечание. Определения выполнены на сканирующем электронном микроскопе CamScan-4 (ВНИИХТ, Москва).

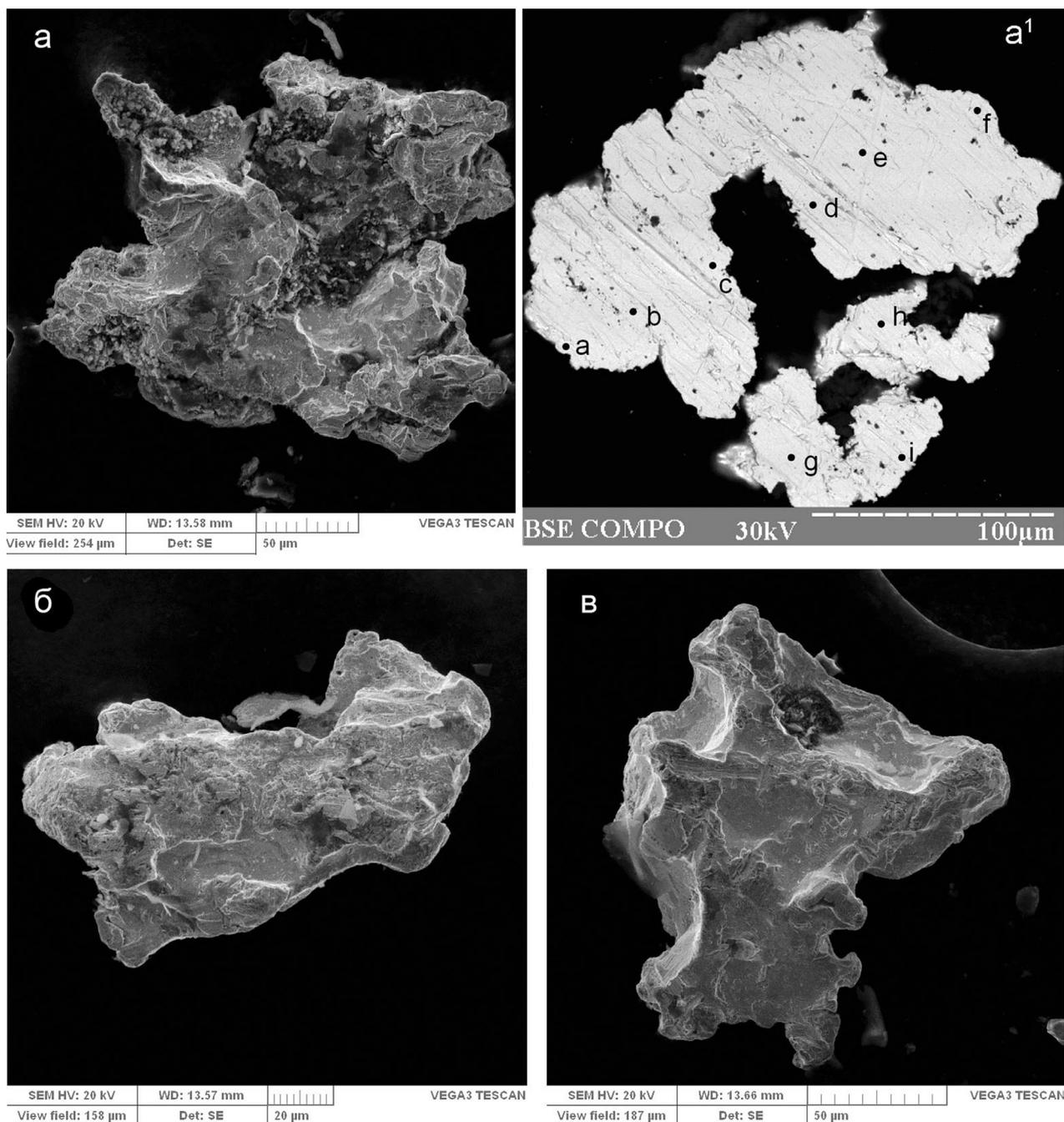


Рис. 7. Микрофотографии самородного золота из кварцевой жилы (а, б, в) и полированный аншлиф зерна а (а¹).

Уран-ториевая минерализация, впервые установленная в черносланцевых породах Урала [30], характеризуется наличием разнообразных по составу минералов U и Th (табл. 8). Их характерной особенностью является приуроченность к терригенным породам, причем они встречаются как на различных “стратиграфических” уровнях, так и в отложениях Улу-Елгинского и Кудашмановского разрезов, то есть на протяжении всей зоны. Торий встречается в силикатной форме, в виде торита, содержащего в качестве постоянных примесей U, Fe и Ca, а

в отдельных выделениях установлены Pb и P. Минералы урана более разнообразны. Он присутствует как в оксидной (уранинит) и силикатной (коффинит) формах, так и в виде соединений более сложного состава (ураноцирцит). Практически все минералы U и Th находятся в тесной пространственной ассоциации с монацитом, неидентифицированными редкоземельными фазами сложного состава и сульфидами (рис. 8г–е), причем редкоземельные минералы, как правило, представлены ксеноморфными либо слабоограниченными выделениями.

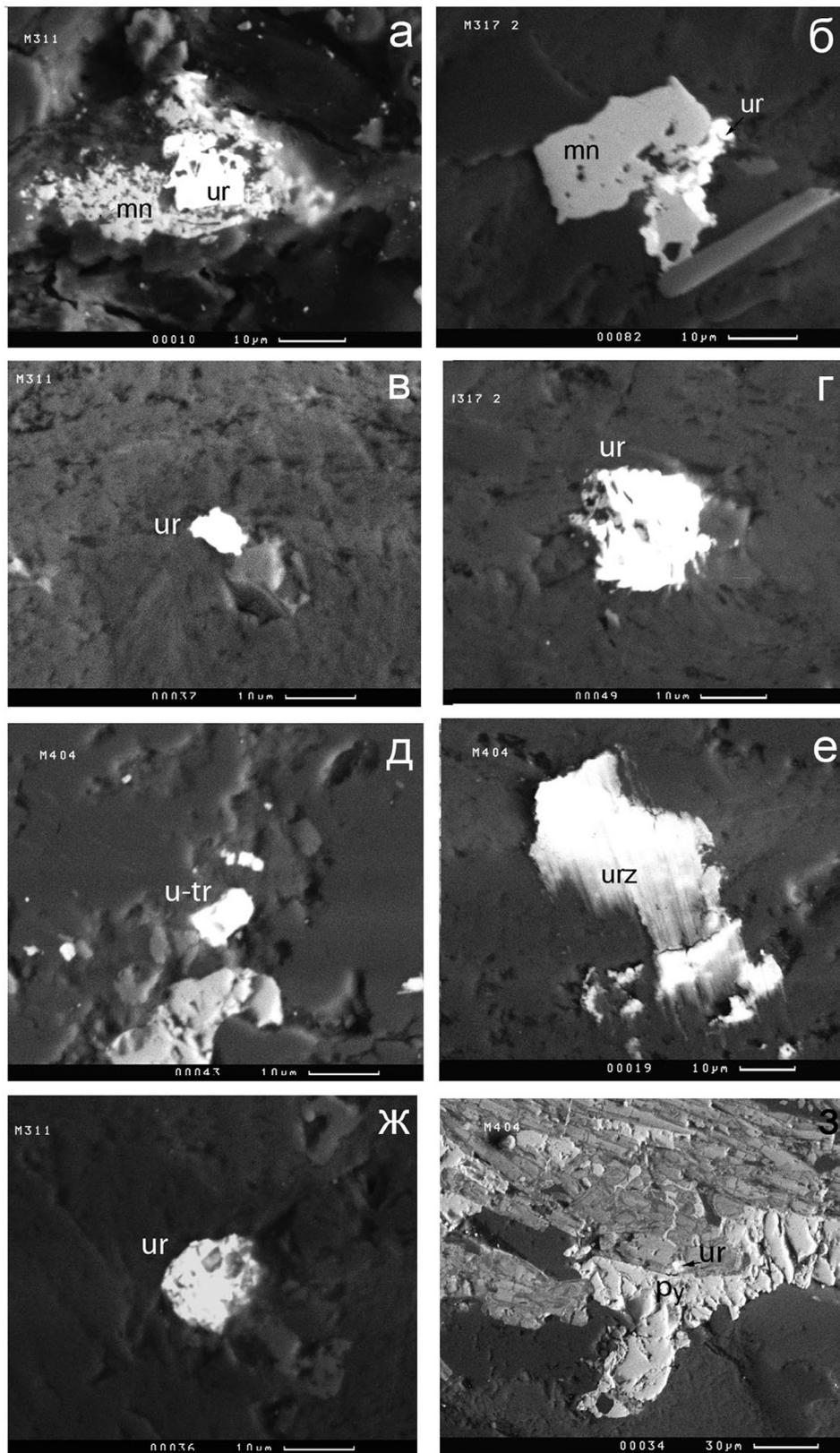


Рис. 8. Серебряные, серебросодержащие, редкоземельные и уран-ториевые минералы из пород Улуелгинско-Кудашмановской зоны.

mn – монацит, ur – уранинит, u-tr – торит урановый, urz – ураноцирит.

Таблица 8. Химический состав минералов урана и тория из черных сланцев Улуелгинско-Кудашмановской зоны (мас. %)

Минерал	UO ₂	ThO ₂	PbO	SiO ₂	FeO	CaO	P ₂ O ₅	BaO
Уранинит	91.9	–	8.1	–	–	–	–	–
Уранинит	87.4	–	7.7	2.8	0.6	0.6	0.9	–
Уранинит	91.5	–	7.3	0.6	0.6	–	–	–
Уранинит	91.0	–	7.7	0.8	0.5	–	–	–
Уранинит	91.4	–	7.4	0.6	0.6	–	–	–
Коффинит	75.3	–	4.9	13.2	2.0	1.7	2.9	–
Уранинит	92.4	–	7.2	–	0.4	–	–	–
Ураноцирцит	59.1	–	–	10.4	1.1	0.7	14.2	14.5
Торит урановый	32.0	43.6	2.4	8.0	1.7	0.9	11.4	–
Торит урановый	24.8	49.2	2.1	20.3	2.3	1.3	–	–

Примечание. Определения выполнены на сканирующем электронном микроскопе CamScan-4 (ВНИИХТ, Москва). Анализы пересчитаны на 100%, по [30].

Редкоземельно-фосфатная минерализация в породах зоны представлена монацитом и неидентифицированными РЗЭ-фазами (табл. 9). Монацит встречается в двух видах – в относительно хорошо ограниченных идиоморфных кристаллах и ксеноморфных выделениях. Характерными чертами первой разновидности является коррозия кристаллов, а второй – пространственная совмещенность с минералами серебра (рис. 7б), урана и тория (рис. 7г, д). При этом отличительными особенностями обоих типов Улуелгинско-Кудашмановских монацитов является практически полное отсутствие в их составе Th и U, что отличает их от монацита из одновозрастных отложений Шатакского комплекса (табл. 9), которые установлены в прослоях алевросланцев, залегающих среди магматических пород основного состава [34].

Сравнительный анализ монацитов, выявленных в терригенных породах западного склона Южного Урала показывает, что практически все редкоземельные фосфаты близки между собой по составу (рис. 9). Тенденция увеличения/уменьшения содержания неодама характеризует об-

щий тренд без какой-либо привязки к отдельным стратиграфическим уровням монацитосодержащих пород, что позволяет предположить общий механизм их формирования. В то же время, значительное количество чералитового компонента в машакских монацитах, возможно обусловлено большим влиянием магматических процессов на терригенные породы рамы.

Проведенное ранее изучение уран-торий-редкоземельной минерализации [30, 34] позволило выделить две минеральные ассоциации: 1) Th-содержащий монацит + торит + ториянит; 2) уранинит + монацит, генезис которых может быть обусловлен метаморфогенной перекристаллизацией фосфатсодержащего цемента терригенных пород (уранинит + монацит) и привнесом тория флюидной фазой, связанной с магматическими породами с последующей метаморфогенной перекристаллизацией и формированием ассоциации Th-содержащий монацит + торит + ториянит.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ УГЛЕРОДА И СЕРЫ

Таблица 9. Химический состав монацита из алевросланцев Шатакского комплекса и черносланцевых отложений Улуелгинско-Кудашмановской зоны (мас. %)

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
CaO	0.70	3.40	0.27	1.87	0.62	1.93	9.57	19.32	17.38	3.30	1.43
SiO ₂	–	0.48	–	–	–	6.48	3.83	54.67	49.89	10.46	6.77
P ₂ O ₅	30.45	29.59	31.34	32.24	31.72	–	–	–	–	28.94	29.65
Ce ₂ O ₃	29.32	15.04	32.76	21.82	32.16	41.58	42.91	14.67	12.01	31.16	30.14
La ₂ O ₃	12.41	3.26	18.12	6.35	15.45	24.14	23.20	7.56	6.30	14.28	14.43
Pr ₂ O ₃	3.57	2.80	3.59	2.96	2.81	2.92	2.40	–	–	–	3.76
Nd ₂ O ₃	15.36	18.63	12.70	17.55	13.72	19.79	18.08	3.79	4.61	11.86	12.15
Sm ₂ O ₃	2.19	5.41	1.22	3.08	1.33	–	–	–	–	–	–
Eu ₂ O ₃	1.40	–	–	1.49	–	–	–	–	–	–	–
Gd ₂ O ₃	1.94	2.28	–	1.83	–	3.17	–	–	9.82	–	1.68
ThO ₂	2.67	19.12	–	10.81	2.19	–	–	–	–	–	–

Примечание. 1–5 – монацит, Шатакский комплекс, скв. 40, гл. 229 м; 6–11 – черные сланцы Улуелгинско-Кудашмановской зоны; 6–9 – редкоземельная фаза, 10 – монацит, 11 – монацит из окружения кристалла уранинита. Определения выполнены на сканирующем электронном микроскопе CamScan-4 (ВНИИХТ, Москва). Анализы пересчитаны на 100%, по [34].

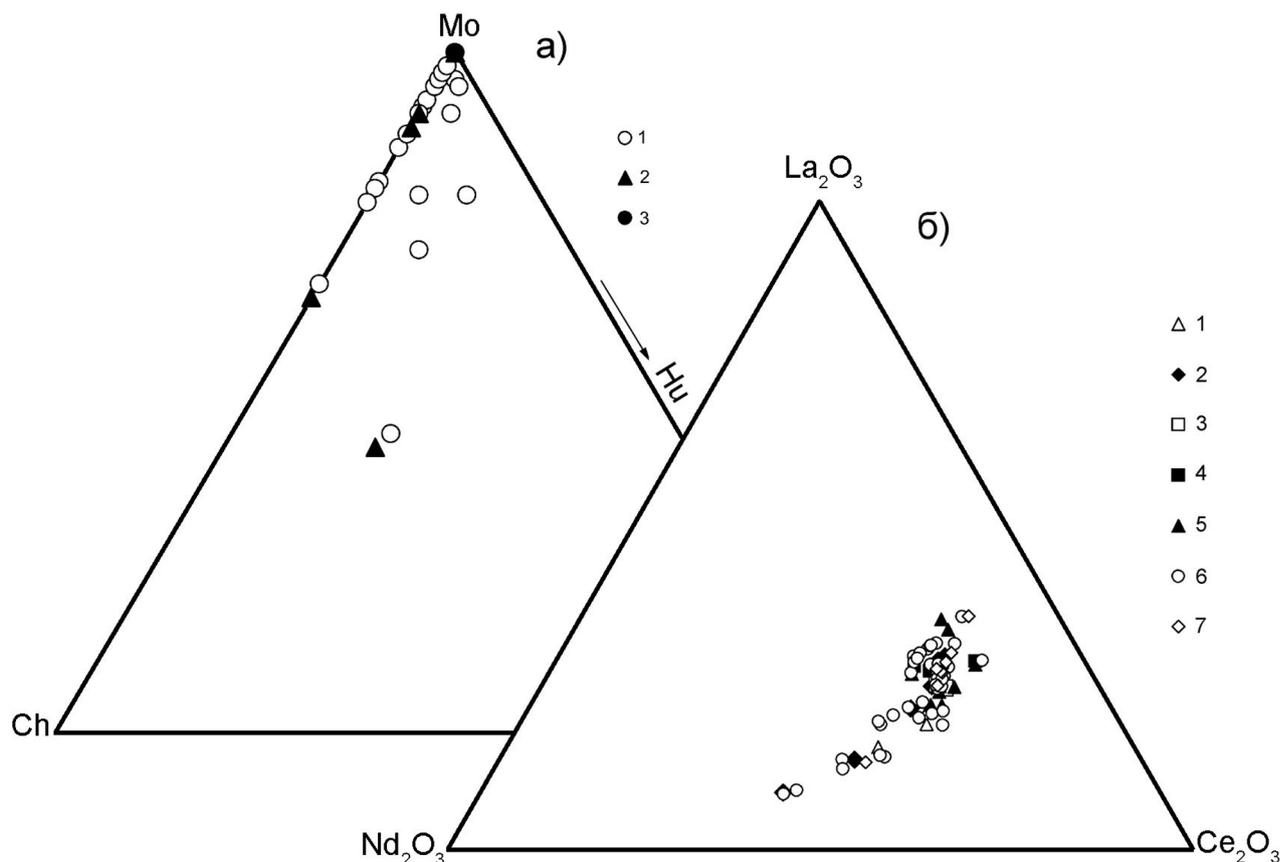


Рис. 9. Диаграммы Mo–Ch–Hu (а) и La_2O_3 – Nd_2O_3 – Ce_2O_3 (б) для монацитов и редкоземельных фаз западного склона Южного Урала.

а: Мо – монацит, Ch – чералит, Hu – хаттонит; 1 – отложения Башкирского мегантиклинория нерасчлененные, 2 – Шатакский комплекс, 3 – черные сланцы Улуелгинско-Кудашмановской зоны.

б: 1 – аллювиальные монациты, 2 – монациты из пород Шатакского комплекса, 3 – монациты из черных сланцев, 5 – монациты из большеинзерской свиты, 6 – монациты из аллювия р. Б. Авзян, 7 – монациты из пород белорецкого комплекса, 4 – редкоземельные фазы.

Изотопный состав углерода. Изотопный состав углерода является важной характеристикой, и хотя его вариации при метаморфизме и гидротермальном изменении пород неоднозначны, тем не менее, процесс фракционирования изотопов углерода может являться одним из показателей условий образования либо преобразования субстрата при рудогенезе. Согласно материалам А.А. Поцелуева [49] в ряду твердых углеродистых веществ от графита к антракосолиту и далее к кериту, то есть при увеличении количества водорода, азота и кислорода, отмечается тенденция “облегчения” изотопного состава углерода (графит – -23.9% , антракосолит – -25.0% , керит -25.5%). Другими словами, упорядочение структуры углеводородов (от асфальтенов-керогенов – геополимеров нерегулярной структуры к графиту с кристаллической трехмерной структурой) приводит к “утяжелению” их изотопного состава. То есть, можно говорить о том, что процесс

преобразования углеродистого вещества в графит приводит к изотопному фракционированию и “обогащению” УВ изотопом ^{13}C .

Изотопный состав углерода из черносланцевых пород Улуелгинско-Кудашмановской зоны изменяется в пределах от -24.3 до -29.1% (табл. 10). Кроме того устанавливается относительно четко проявленное “утяжеление” изотопного состава с глубиной (рис. 1). Различия в 4.8% и пространственное распределение изотопных характеристик в породах разрезов можно объяснить двумя причинами: первая – постгенетическая метаморфогенная графитизация пород и вторая – воздействие глубинных (мантийных) флюидов на первично биогенное УВ, которое также приведет к смещению изотопных характеристик углерода в сторону его “обогащения” изотопом ^{13}C . В первом случае мы должны были бы наблюдать увеличение степени метаморфизма (графитизации) пород Улуелгинско-Кудашмановской зоны с глубиной. Но, как было показано выше (рис.

Таблица 10. Изотопный состав углерода из углеродосодержащих сланцев Улуелгинско-Кудашмановской зоны

№ образца	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$
C72/41	-28.4
C74/44	-25.6
C75/26	-29.1
C76/108.5	-25.3
C76/124-10	-25.5
C77/128-10	-25.6
C77/237-10	-24.3
C79/52	-27.1
C81/104	-26.9

2), термические эффекты, позволяющие определять фазовый состав углеродистого вещества, не характеризуются какой-либо закономерностью, связанной с местоположением в разрезе, т.е. скрытокристаллический графит присутствует и в приповерхностных образцах, и в образцах, расположенных на глубине 200–280 м.

Предполагая возможность изменения изотопных характеристик под воздействием глубинных флюидов, необходимо подчеркнуть, что анализ большого объема данных по мантийным ксенолитам, выполненный Р. Deines [64] показал, что в распределении $\delta^{13}\text{C}$ выделяется два интервала с выраженными максимумами -5 и -25% . При этом более низкие значения (-25%) характерны для образцов, где углерод присутствует в форме графита. Близкие изотопные характеристики ($-21.96\text{...}-26.46\%$) были получены Э.М. Галимовым с коллегами при изучении графита, рассеянного в силикатной массе пород мантии [10]. Процесс графитизации можно представить в виде развития неравновесной системы – перехода газообразных восстановленных форм углерода в газообразный оксид и графит по схеме: $\text{C}_n\text{H}_m + \text{O}_2 \rightarrow \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2\uparrow + \text{C}^0\downarrow$. Кроме того, важным фактором, определяющим появление твердых углеводородов из газообразной флюидной фазы, является изменение давления и температуры [41]. В сложном многокомпонентном флюиде

при понижении температуры появление самородного углерода возможно вследствие реакций: $\text{H}_2 + \text{CO} \rightarrow \text{H}_2\text{O} + \text{C}^0\downarrow$; $\text{H}_2 + 3\text{CO} \rightarrow \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2\uparrow + 2\text{C}^0\downarrow$; $2\text{CO} \rightarrow \text{CO}_2\uparrow + \text{C}^0\downarrow$.

Вероятнее всего наблюдаемая картина распределения изотопных характеристик углерода черносланцевых пород Улуелгинско-Кудашмановской зоны обусловлена влиянием двух процессов, первый из которых заключается в опережающей интрузивный магматизм флюидной проработке осадочного субстрата, что приводит к наблюдаемому “утяжелению” изотопного состава углерода с глубиной. Второй – более поздний по времени – метаморфизм пород зоны, который усложняет общую картину и приводит к метаморфогенной графитизации первично биогенного УВ и, как следствие, обогащению углерода изотопом ^{13}C . Близкая ситуация двойственного характера изменения углеродистого вещества описана ранее на различных рудных объектах [51, 56].

Изотопный состав серы. По изотопному составу серы сульфиды из пород Улуелгинско-Кудашмановской зоны характеризуются обогащением тяжелым изотопом ^{34}S относительно метеоритного стандарта. В углеродсодержащих породах отмечаются максимальные значения $\delta^{34}\text{S}$, которые в пирите составляют $21.4\text{--}25.2\%$, а пирротине – $12.8\text{--}21.7\%$ (табл. 11). В габбро-диабазе пирит из карбонатного прожилка имеет величину $\delta^{34}\text{S}$ – 6.1% . С позиций изотопной геохимии, обогащение сульфидов тяжелым ^{34}S изотопом обычно происходит при их эпигенетическом образовании [9]. Источником серы в этом случае могут выступать сульфаты эвапоритов. Их восстановление приводит к обогащению раствора тяжелым изотопом, из которого, в свою очередь, и отлагаются сульфиды. Сульфат-редукция может протекать с участием бактерий при низких температурах, или абиогенно в результате термохимических реакций. В рифейских осадочных отложениях западного склона Южного Урала широко развит пирит с величинами $\delta^{34}\text{S}$ от 10 до 30% , происхождение которого связано с низкотемпературной бактериальной сульфат-редукцией эвапоритов [45]. Сульфиды из описываемых углеродсодержащих толщ отличаются

Таблица 11. Изотопный состав серы сульфидов из пород Улуелгинско-Кудашмановской зоны

№ обр.	Порода	Минерал	$\delta^{34}\text{S}, \%$
м53	габбро-диабаз	пирит	6.1
74/48	углеродсодержащие сланцы	пирротин	18.3
74/267	–	–	14.2
74/273.4	–	–	19.5
76/76	–	пирит+пирротин	12.8
76/83	–	пирит	21.4
76/122	–	пирротин	17.3
77/168.2	–	пирротин магнитный	17.3
77/174.3	–	пирит	25.2
77/175	–	пирит+пирротин	21.7
77/196.8	–	пирит	23.1

Таблица 12. Средние содержания Co и Ni в пиритах и пирротинах Улу-Елгинского разреза и температура образования сульфидов по кобальтовому и никелевому пирит-пирротинovým геотермометрам по [46]

№ обр.	Порода	Минерал	Кол-во анализов	Содержание, мас. %		T, °C	
				Co	Ni	по Co	по Ni
м395	габбро-диабаз	пирит	2	1.99	0.15	480	440
		пирротин	8	0.22	0.37		
м399	углеродсодержащий сланец	пирит	2	0.27	0.13	330	500
		пирротин	2	0.13	0.14		
		халькопирит	2	0.08	0.00		
м404	—"	пирит	1	0.78	0.03	245 _{py}	—
		пирротин	2	0.12	0.13	440	400

ся от этого типа сульфидов геохимическими характеристиками, что позволяет предполагать их гидротермальный генезис. Обогащение флюидов ³⁴S изотопом происходило, вероятнее всего, при их прохождении через осадочные толщи с абиогенным восстановлением и захватом "тяжелой" сульфатной серы. Возможным механизмом такого обогащения является процесс сульфуризации [14, 15].

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ФОРМИРОВАНИЯ СУЛЬФИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Минераграфические исследования показали, что при наличии нескольких генераций сульфидов, среди них довольно уверенно выделяется сфалерит-пирит-пирротинová ассоциация, особенности химического состава которой можно привлечь для оценки P-T условий одного из этапов минералообразования.

Как уже отмечалось выше, рентгеноструктурным анализом было установлено, что в породах зоны присутствует как моноклинный, так и относительно высокотемпературный гексагональный пирротин. Железистость (N_{FeS}) последнего, оценен-

ная по величине $d_{(102)}$ (2.0620–2.0645), равна 0.939–0.943, что соответствует температурным условиям образования ≈360–410°C [58]. Близкие, но несколько более высокие температуры (≈330–500°C), были получены при расчетах, основанных на распределении кобальта и никеля между пиритом и пирротином в породах Улу-Елгинского разреза (табл. 12).

Как было установлено экспериментальными работами [5], коэффициенты распределения этих элементов при сульфидообразовании зависят от температуры; концентрация кобальта по сравнению с никелем должна быть выше в пиритах, и, наоборот, относительная концентрация никеля должна быть больше в пирротинах. В сульфидах из пород Улу-Елгинского разреза наблюдается именно такое распределение Co и Ni (табл. 12), что свидетельствует о равновесных термодинамических условиях формирования пирит-пирротинového парагенезиса. Кроме того, наблюдается хорошее соответствие между величинами температуры, рассчитанными с использованием различных формул для концентраций кобальта и никеля [5], что указывает на достоверность полученных результатов. Таким образом, минералогические и геохимические данные показывают,

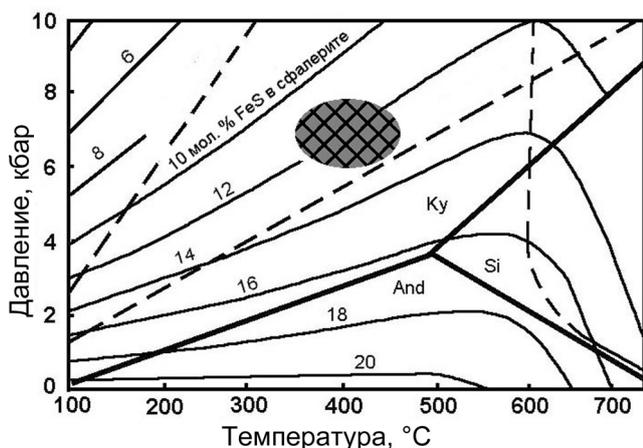


Рис. 10. P-T диаграмма по [75] для сфалеритов Улуелгинско-Кудашмановской зоны (заштрихованное поле).

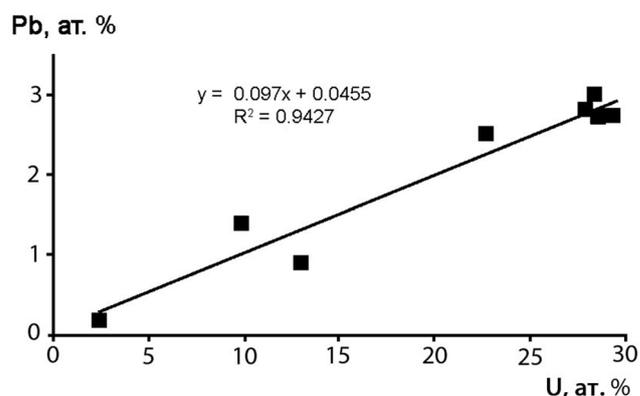


Рис. 11. Зависимость между концентрациями Pb и U в урановых минералах из черных сланцев Улуелгинско-Кудашмановской зоны.

что ранняя генерация пирит-пирротиновой минерализации в черносланцевых породах Улуелгинско-Кудашмановской зоны сформировалась в температурном интервале $\approx 330\text{--}500^\circ\text{C}$.

Поздняя генерация сульфидов образовалась при более низких температурах, по-видимому, ниже 250°C . На это указывает широкое развитие моноклинной модификации пирротина, а также результаты расчетов по распределению кобальта между пиритом и халькопиритом. Температура формирования этих сульфидов, оцененная по пирит-халькопиритовому геотермометру [4] составляет 245°C (табл. 12).

Экспериментальными и теоретическими исследованиями ранее было показано, что концентрация железа в сфалерите, ассоциирующем с пиритом и пирротинном, при температурах около 500°C и выше напрямую зависит от давления [73, 75]. Из элементов-примесей в сфалерите только медь может оказывать заметное влияние на установление равновесия в системе Fe-Zn-S , а для низкотемпературной части фазовых диаграмм термодинамические расчеты и результаты экспериментов более неопределенные [75]. В сфалеритах из габбро-диабазов и углеродсодержащих сланцев Улу-Елгинского разреза концентрация железа составляет в среднем 6.76–7.76 мас. % ($\approx 11.6\text{--}13.2$ мол. % FeS в ZnS) и только в двух из семи анализов выявлена незначительная примесь меди (0.06–0.27 мас. %). Таким образом, с учетом установленных температурных условий формирования сульфидной минерализации ($\approx 330\text{--}500^\circ\text{C}$), данные по содержанию железа в сфалеритах в породах Улуелгинско-Кудашмановской зоны на диаграмме П. Тулмина с соавторами [75] соответствуют давлению 6–7 кбар (рис. 10).

ВОЗРАСТ МЕТАМОРФИЗМА

Выше уже отмечалось, что уранинит встречается в породах Улуелгинско-Кудашмановской зоны в ксеноморфных выделениях в ассоциации с редкоземельными минералами. Одной из особенностей его химического состава является наличие постоянной примеси свинца, между концентрацией которого и количеством урана существует прямая зависимость с коэффициентом корреляции 0.97 (рис. 11), из чего можно сделать вывод о том, что **Pb является продуктом распада U, то есть радиогенным, а его количество в обнаруженных минералах является функцией времени.** Как известно, уран имеет три природных изотопа: ^{238}U , ^{235}U и ^{234}U , из которых первый имеет максимальную распространенность, составляющую 99.2743% [59]. Распад ^{238}U порождает цепочку радиоактивных дочерних продуктов, которая заканчивается образованием стабильного изотопа ^{206}Pb . Накопление радиогенного свинца в уран- и торий-

содержащем минерале может быть описано с помощью простых уравнений, которые справедливы, если минерал представляет собой замкнутую систему по отношению к U, Th и Pb. Одно из таких уравнений, связывающее концентрации этих элементов в минерале, имеет вид: $\text{Pb} = \text{U} \{0.99276 \exp(\lambda_{238}t-1) + 0.007196 \exp(\lambda_{235}t-1)\} + \text{Th} \exp(\lambda_{232}t-1)$, где λ_{232} , λ_{235} , λ_{238} – константы распада соответственно ^{232}Th , ^{235}U и ^{238}U [61].

Проведенные расчеты показали, что время накопления свинца в уранинитах составляет около 600 млн. лет [30], фиксируя время последних метаморфических процессов. Здесь необходимо подчеркнуть, что ранее А.А. Алексеевым с соавторами [3] было установлено, что основная проградная стадия высокобарического регионального метаморфизма пород белорецкого комплекса, расположенного восточнее Улуелгинско-Кудашмановской зоны, соответствует вендскому времени и характеризуется возрастом 621 ± 18 млн. лет, полученному К-Аг методом по крупнопластинчатому мусковиту из мусковит-цоизит-кварцевой жилы альпийского типа в двуслюдяно-плагиоклаз-кварцевых сланцах кызылташской свиты нижнего рифея.

То есть возраст метаморфизма пород Улуелгинско-Кудашмановской зоны оказывается очень близким ко времени структурной перестройки региона в венде при эксгумации белорецкого комплекса.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ УЛУЕЛГИНСКО-КУДАШМАНОВСКОЙ ЗОНЫ

Породы Улуелгинско-Кудашмановской зоны представляют собой образования среднерифейского возраста, объединяемые в пределах региона в машакскую свиту, которая сформировалась в континентально-рифтогенных условиях [25, 47]. В последнее время были получены многочисленные новые материалы о возрасте магматических пород и о геологическом строении отдельных стратотипических разрезов [28, 37, 52], позволяющие предполагать, что ранне-, среднерифейский магматизм в пределах региона представляет собой дискретно-непрерывное событие без четкой и однозначной приуроченности магматических комплексов к началу выделяемых сегодня нижне- и среднерифейских литолого-стратиграфических подразделений (бурзяний и юрматиний) стратотипического разреза Башкирского мегантиклинория. Приводимая ниже этапность процесса рудообразования основывается на анализе всего имеющегося геологического материала по западному склону Южного Урала ввиду того, что Улуелгинско-Кудашмановская зона является локальной структурой, процессы рудообразования в которой невозможно рассматривать в отрыве от общей истории развития региона.

Первый (рифтогенный) этап. Начало формирования комплексного оруденения Улуелгинско-Кудашмановской зоны является синхронным с образованием в раннерифейское время перикратонного прогиба с компенсированным осадконакоплением терригенных отложений и связано с внедрением в зоны конседиментационных разломов мелких рассредоточенных базитовых и базит-гипербазитовых интрузий [27].

Собственно рифтогенный этап знаменуется переходом от рассредоточенного типа растяжения литосферы к линейно сконцентрированному, что в пределах западного склона Южного Урала выразилось в формировании серии грабенообразных структур с максимальным развитием вулканизма при большом разнообразии продуктов его деятельности – интрузии, эффузивные и пирокластические фации [25]. Процессы дифференциации в промежуточных очагах и, возможно, контаминация в их верхних частях, приводят к образованию магм, различающихся как по основности (базальты, риолиты), так и по геохимическим характеристикам (обогащенность Au, Pt и Pd по сравнению с мантийным субстратом, см. выше). При этом формирующиеся осадки и осадочные породы верхних горизонтов коры пронизываются потоками глубинных флюидов углеводородно-водородного состава, существование которых на крыльях срединно-океанических хребтов и, что важно для нашего случая, активизированных континентальных склонах, доказано прямыми измерениями флюидопотоков [1]. Экстрагирующие, емкостные и транспортирующие характеристики флюидной фазы по отношению к рудогенным элементам, включая благородные и редкоземельные металлы, детально рассмотрены в большом количестве публикаций, базирующихся как на экспериментальных разработках, так и на анализе фактического материала [12, 13, 18, 26]. В частности, Н.С.Горбачевым с соавторами экспериментально доказано, что дегазация в гипабиссальных условиях способствует обогащению магматогенных флюидов РЗЭ, при этом флюидная фаза обеспечивает эффективную мобилизацию и перенос Au и Pd из магм и их отложение в близповерхностных условиях при снижении температуры, давления и изменения рН среды [13]. Применительно к углеродсодержащим породам Улуелгинско-Кудашмановской зоны необходимо подчеркнуть, что воздействие флюидной фазы, связанной с магматизмом основного состава, доказывается повышенными содержаниями Co, Ni и Cu – элементов, типоморфных для этого типа магматизма, а также повышенными концентрациями золота, платины и палладия, в то время как для черносланцевых пород, залегающих в стратотипическом разрезе и не затронутыми воздействием магматогенных флюидов (зигазино-комаровская свита среднего рифея, см. выше), концентрации этих элементов находятся на околокларковом уровне [23, 44]. Таким обра-

зом, флюидная проработка осадочного субстрата при рифтогенезе формирует геохимические аномалии рудогенных элементов, при том, что углеродистое вещество как биогенного типа, так и сформировавшееся в результате окисления восстановленных флюидов, выступает в качестве эффективно сорбента и транспортирующего агента благородных металлов [13, 20, 38].

Второй этап (коллизийный(?) метаморфогенно-гидротермальный. Дальнейшая эволюция флюидно-гидротермальной системы обусловлена сменой рифтогенного магматизма процессами водного корового палингенеза и регионального метаморфизма. Согласно современным представлениям о геодинамическом развитии региона в поздневендское время территория Южного Урала развивалась в режиме сжатия [50]. При этом природа регионального метаморфизма остается до сих пор дискуссионной. Согласно данным В.И.Ленных [40], она обусловлена неоднократной конвергенцией литосферных плит; по А.А. Алексееву [2] формирование метаморфических комплексов на Южном Урале осуществлялось в обстановке коллизии континентальных плит, наступившей после ранневендского рифтообразования и незначительного раздвига континентальной коры; В.Н. Пучков [50] считает, что метаморфизм был обусловлен поздневендской эпохой складчатости и орогенезом. Кроме того, активно разрабатывается представление об обусловленности регионального метаморфизма верхнедокембрийских толщ западного склона Южного Урала процессами растяжения и пластичного течения в условиях платформенного рифтогенеза и разрыва континентальных плит [22].

Каков бы ни был конкретный механизм проявления метаморфизма, следует считать установленным, что в это время формировались не только зональные метаморфические комплексы (белорецкий), но и линейные зоны с близкими термодинамическими параметрами изменения субстрата [26]. Процессы минералообразования в таких зонах, одной из которых является Улуелгинско-Кудашмановская, определяются в первую очередь перераспределением вещества при стрессовой(?) динамической нагрузке в условиях мусковит-хлоритовой и эпидот-амфиболитовой субфаций зеленосланцевой фации метаморфизма при определяющей роли сформировавшейся гидротермальной системы, условия функционирования которой не являлись, вероятнее всего специфическими, а были близки к детально описанным для схожих объектов [6, 7]. Гидротермальный процесс характеризовался, как минимум, двумя стадиями минералообразования: высокотемпературной и относительно высокобарической ($T = 330\text{--}500^\circ\text{C}$, $P = 6\text{--}7$ кбар) пирит-пирротин-сфалеритовой и низкотемпературной (менее 250°C). В результате действия последней сформировались серебрянные и серебряносодержащие минералы, сульфоселениды золота и серебра, редкоземельные фазы и уран-ториевая минера-

лизация. На совместное образование этих ассоциаций указывает пространственная совмещенность ксеноморфных выделений неидентифицируемых редкоземельных фаз и монацита с минералами серебра, урана и тория.

ВЫВОДЫ

1. Детальный анализ геологии, минералогии и геохимической специализации сложнодислоцированных черносланцевых толщ и пространственно совмещенных с ними магматических пород, расположенных в зоне Юрюзано-Зюраткульского регионального разлома (Улуелгинско-Кудашмановская зона) показал, что данные образования представляют собой зону с комплексной сульфидно-Au-Ag-U-Th-P3Э минерализацией.

2. Генезис оруденения обусловлен метаморфо-метасоматическими процессами, рассчитанные термодинамические параметры которых свидетельствуют о формировании минерализации как минимум в два этапа: первый – высокотемпературный ($\approx 330\text{--}500^\circ\text{C}$) и высокобарический (6–7 кбар), и второй – низкотемпературный (менее 250°C).

3. Процесс формирования комплексной минерализации может быть в общем виде описан в рамках двухэтапной геотектонической модели: первый этап рифтогенный “подготовительный” и второй – коллизионный(?) рудогенерирующий.

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации (Соглашения № 8358 и № 8312).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Авилов В.И., Авилова С.Д.* Потоки газов в придонной зоне глубоководной части океана // Докл. АН. 2003. Т. 389, № 4. С. 519–523.
2. *Алексеев А.А.* Предордовикское метаморфическое несогласие и некоторые проблемные вопросы метаморфической геологии позднего докембрия западного склона Урала // Геология метаморфических комплексов. Екатеринбург: УГГГА, 1996. С. 73–86.
3. *Алексеев А.А., Алексеева Г.В., Галиева А.Р. и др.* Метаморфическая геология западного склона Южного Урала. Уфа: Гилем, 2006. 212 с.
4. *Безмен Н.И., Еремин Н.И., Наразаули И.Г. и др.* Пирит-халькопиритовый геотермометр: распределение кобальта // Геохимия. 1978. № 3. С. 384–389.
5. *Безмен Н.И., Тихомирова В.И., Косогова В.П.* Пирит-пирротинный геотермометр: распределение никеля и кобальта // Геохимия. 1975. № 5. С. 700–714.
6. *Бортников Н.С., Брызгалов И.А., Кривицкая Н.Н. и др.* Майское многоэтапное прожилково-вкрапленное золото-сульфидное месторождение (Чукотка, Россия): минералогия, флюидные включения, стабильные изотопы (O и S), история и условия образования // Геология рудных месторождений. 2004. Т. 46, № 6. С. 475–509.
7. *Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Викентьева О.В. и др.* Состав и происхождение флюидов в гидротермальной системе Неждановского золоторудного месторождения (Саха-Якутия, Россия) // Геология рудных месторождений. 2007. Т. 49, № 2. С. 99–145.
8. *Буряк А.В.* Метаморфизм и рудообразование. М.: Недра, 1982. 256 с.
9. *Виноградов В.И.* Некоторые черты эпигенеза с позиций изотопной геохимии // Литология и полезные ископаемые. 2003. № 4. С. 391–411.
10. *Галимов Э.М., Соловьева Л.В., Беломестных А.В.* Изотопный состав углерода метасоматически измененных пород мантии // Геохимия. 1989. № 4. С. 508–515.
11. *Гареев Э.З.* Типизация черносланцевых отложений стратотипического разреза рифея на основе петрохимических данных // Геохимия, минералогия и литология черных сланцев: тез. докл. конф. Сыктывкар: Коми филиал АН СССР, 1987. С. 29–30.
12. *Горбачев Н.С., Бругманн Г., Налдретт А. и др.* Экспериментальное изучение распределения платиновых металлов и золота между водно-хлоридным флюидом и базальтовым расплавом при $T = 1100\text{--}1350^\circ\text{C}$, $P = 5$ кбар // Докл. АН. 1994. Т. 335, № 3. С. 356–358.
13. *Горбачев Н.С., Дадзе Т.П., Каширцева Г.А. и др.* Флюидный перенос золота, палладия, редкоземельных элементов и генезис рудопроявлений Приполярного Урала // Геология рудных месторождений. 2010. Т. 52, № 3. С. 241–259.
14. *Гриненко Л.Н.* Источники серы базит-гипербазитовых пород и связанных с ними сульфидных медно-никелевых месторождений. Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М.: ГЕОХИ РАН, 1986. 37 с.
15. *Гриненко Л.Н., Хански Е., Гриненко В.А.* Условия образования Cu-Ni месторождения Кейвитса, Северная Финляндия, по изотопным данным серы и углерода // Геохимия. 2003. № 2. С. 181–194.
16. *Дистлер В.В., Митрофанов Г.Л., Немеров В.К. и др.* Форма нахождения металлов платиновой группы и их генезис в золоторудном месторождении Сухой Лог (Россия) // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38, № 6. С. 467–484.
17. *Додин Д.А., Чернышов Н.М., Яцкевич Б.А.* Платинометальные месторождения России. СПб.: Наука, 2000. 755 с.
18. *Жариков В.А., Горбачев Н.С.* Поведение редкоземельных элементов в флюидно-магматических системах (по экспериментальным данным) // Экспериментальная минералогия: некоторые итоги на рубеже столетий. М.: Наука, 2004. Т. 1. С. 21–37.
19. *Золов К.К., Волченко Ю.А., Коротеев В.А. и др.* Платинометальное оруденение в геологических комплексах Урала. Екатеринбург: ОАО УГЭСЭ, 2001. 198 с.
20. *Иванкин П.Ф., Назарова Н.И.* Методика изучения рудоносных структур в терригенных толщах. М.: Недра, 1988. 254 с.
21. *Иванов В.П., Касатов Б.К., Красавина Т.Н. и др.* Термический анализ минералов и горных пород. Л.: Недра, 1974. 399 с.
22. *Иванов С.Н., Русин А.И.* Поздневендский этап тектонического развития Урала // Геотектоника. 2000. № 4. С. 21–32.
23. *Ковалев С.Г.* Содержания и распределение МПГ в осадочных породах // Полезные ископаемые Респу-

- блики Башкортостан (металлы платиновой группы). Уфа: Экология, 2001. С. 201–208.
24. Ковалев С.Г. Слождислоцированные углеродсодержащие породы западного склона Южного Урала // Докл. АН. 2004. Т. 396, № 4. С. 511–514.
 25. Ковалев С.Г. Позднедокембрийский рифтогенез в истории развития западного склона Южного Урала // Геотектоника. 2008. № 2. С. 68–79.
 26. Ковалев С.Г. Метаморфизм белорецкого комплекса: характеристика события в истории западного склона Южного Урала // Наука, природа и общество: мат-лы Междунар. конф. Миасс–Екатеринбург: УрО РАН, 2010. С. 22–26.
 27. Ковалев С.Г. Новые данные по геохимии диабаз-пикритового магматизма западного склона Южного Урала и условия его формирования // Литосфера. 2011. № 2. С. 68–83.
 28. Ковалев С.Г., Высоцкий И.В. Новые данные по геологии Шатакского комплекса (западный склон Южного Урала) // Литология и полез. ископаемые. 2008. № 3. С. 280–289.
 29. Ковалев С.Г., Высоцкий И.В., Фаткуллин И.Р. Слождислоцированные углеродсодержащие толщи западного склона Южного Урала. Уфа, 1999. 119 с.
 30. Ковалев С.Г., Кринов Д.И., Мичурин С.В. Первая находка минералов урана и тория в черносланцевых породах Южного Урала // Докл. АН. 2010. Т. 430, № 6. С. 797–801.
 31. Ковалев С.Г., Мичурин С.В. Геохимическая специализация углеродсодержащих толщ западного склона Южного Урала // Литология и полез. ископаемые. 2005. № 3. С. 281–291.
 32. Ковалев С.Г., Салихов Д.Н., Бердников П.Г. Содержание и распределение МПГ в магматических породах // Полезные ископаемые Республики Башкортостан (металлы платиновой группы). Уфа: Экология, 2001. С. 179–200.
 33. Ковалев С.Г., Сначев В.И., Высоцкий И.В. и др. О новом типе благороднометалльной минерализации на западном склоне Южного Урала // Руды и металлы. 1997. № 6. С. 27–32.
 34. Ковалев С.Г., Тимофеева Е.А., Пиндюрина Е.О. Молицитовая минерализация западного склона Южного Урала // Геол. сборник № 8: информ. мат-лы ИГ УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2009. С. 138–144.
 35. Козлов В.И., Краснобаев А.А., Ларионов Н.Н. и др. Нижний рифей Южного Урала. М.: Наука, 1989. 208 с.
 36. Коробейников А.Ф., Перцев Н.Н. Золото, платина и палладий в диабазах шитового комплекса Косто-Риканской рифтовой зоны в Тихом океане // Докл. АН. 1998. Т. 359, № 5. С. 663–667.
 37. Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н. и др. Машакский вулканизм: ситуация 2008 // Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозойских орогенов. III Чтения памяти С.Н. Иванова: мат-лы Междунар. конф. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 61–63.
 38. Кузьмина Т.В. Исследование хемосорбции золота и платины на углеродистое вещество в связи с проблемой металлоносности черных сланцев. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Владивосток: ДВО РАН, 2006. 27 с.
 39. Курбанов Н.К. Условия формирования и закономерности размещения стратиформных колчеданополиметаллических месторождений терригенных эвгеосинклиналей. Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М.: ЦНИГРИ, 1986. 49 с.
 40. Ленных В.И. Доуралиды зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала // Метаморфизм и тектоника западных зон Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. С. 21–42.
 41. Маракушев А.А. Рудоносность взрывных кольцевых структур // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38, № 6. С. 500–511.
 42. Маслов А.В. Рифейские углеродистые отложения Башкирского мегантиклинория // Литология и полез. ископаемые. 1988. № 3. С. 101–109.
 43. Маслов А.В., Крупенин М.Т. Разрезы рифея Башкирского мегантиклинория (западный склон Южного Урала). Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 172 с.
 44. Маслов А.В., Ножкин А.Д., Подковыров В.Н. и др. Геохимия тонкозернистых терригенных пород верхнего докембрия Северной Евразии. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 274 с.
 45. Мичурин С.В., Ковалев С.Г., Горожанин В.М. Генезис сульфидов и сульфатов в нижнерифейских отложениях Камско-Бельского авлакогена и Башкирского мегантиклинория. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2009. 192 с.
 46. Мичурин С.В., Ковалев С.Г., Кринов Д.И. Р-Т условия метаморфических преобразований пород Улу-Елгинско-Кудашмановской зоны Башкирского мегантиклинория // Магматизм и метаморфизм в истории Земли: тез. докл. XI Всеросс. петрограф. совещ. Т. 2. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2010. С. 68–69.
 47. Парначев В.П., Ротарь А.Ф., Ротарь З.М. Среднерифейская вулканогенно-осадочная ассоциация Башкирского мегантиклинория (Южный Урал). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 105 с.
 48. Петрология сульфидного магматического рудообразования / В.В. Дистлер, Т.Л. Гроховская, Т.Л. Евстигнеева и др. М.: Наука, 1988. 232 с.
 49. Поцелуев А.А. Углеродистые вещества в гидротермальных урановых и редкометалльных месторождениях // Известия Томского политехн. ун-та. 2010. Т. 316, № 1. С. 16–23.
 50. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
 51. Развозжаева Э.А., Прокофьев В.Ю., Спиридонов А.М. и др. Благородные металлы и углеродистое вещество в рудах месторождения Сухой Лог (Восточная Сибирь, Россия) // Геология рудных месторождений. 2002. Т. 44, № 2. С. 116–124.
 52. Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П. Новые U-Pb SHRIMP II данные о возрасте вулканитов айской свиты бурзянской серии Башкирского мегантиклинория и проблема возраста нижней границы рифея // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли: мат-лы V Всерос. литолог. совещ. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 203–207.
 53. Сазонов В.Н., Коротеев В.А., Огородников В.Н. и др. Золото в “черных сланцах” Урала // Литосфера. 2011. № 4. С. 70–92.
 54. Салихов Д.Н. Платина, палладий и иридий в габбро-базальтовых породах Магнитогорского мегасинклинория // Микроэлементы в магматических, метаморфических и рудных формациях Урала. Уфа: ИГ Баш ФАН СССР, 1987. С. 4–9.

55. *Сначев В.И., Пучков В.Н., Савельев Д.Е. и др.* Рудность углеродистых отложений северной половины Маярдакского и Ямантауского антиклинориев // Геологический сборник № 6. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2007. С. 227–232.
56. *Тананаева Г.А., Генералов М.Е.* Углеродистые вещества золото-серебрянного месторождения Даугызтауского рудного поля (Центральные Кызылкумы) // Геология рудных месторождений. 1993. Т. 35, № 4. С. 352–359.
57. *Томсон И.Н., Полякова О.П., Полохов В.П. и др.* Условия образования эндогенных “черных сланцев” в Приморье // Геология рудных месторождений. 1993. Т. 35, № 4. С. 344–351.
58. *Тулмин П., Бартон П.Б.* Термодинамическое исследование пирита и пирротина // Термодинамика постмагматических процессов. М.: Мир, 1968. С. 182–230.
59. *Фор Г.* Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
60. *Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 271 с.
61. *Bowles J.F.W.* Applications of electron microbeam analysis in the Earth sciences // Mikrochimica Acta. 2002. V. 138. P. 125–131.
62. *Brookfield M.E., Shellnutt J.G., Liang Q.R. et al.* Platinum element group variations at the Perm-Triassic Boundary in Kashmir and British Columbia and their significance // Chem. Geol. 2010. V. 272. P. 12–19.
63. *Cabral A. R., Lehmann B.* A two-stage process of native palladium formation at low temperatures: evidence from a palladian gold nugget (Gongo Soco iron ore mine, Minas Gerais, Brazil) // Mineralogical Magazine. 2003. V. 67, № 3. P. 453–463.
64. *Deines P.* The carbon isotope geochemistry of mantle xenoliths // Earth. Sci. 2002. Rev. 58. P. 247–78.
65. *Hulbert L.J., Gregoire C.D., Paktunc D.* Sedimentary nickel, zinc and platinum-group-element mineralization in Devonian black shales at the Nick property, Yukon, Canada: A new deposit type // Explor. Min. Geol. 1992. V. 1. P. 39–62.
66. *Křibek B., Sykorova I., Pašava J. et al.* Organic geochemistry and petrology of barren and Mo–Ni–PGE mineralized marine black shales of the Lower Cambrian Niutitang Formation (South China) // International J. Coal Geology. 2007. V. 72. P. 240–256.
67. *Li-Shun Kao, Peacor D.R., Coveney R.M. Jr. et al.* A C/MoS₂ mixed-layer phase (MoSC) occurring in metalliferous black shales from southern China, and new data on jordisite // Amer. Mineral. 2001. V. 86. P. 852–861.
68. *Loukola-Ruskeeniemi K., Pasava J., Chernyshov N.* Important controls on the origin Proterozoic PGE-metal-rich black shales // 4th Biennial SGA Meeting. Turku, Finland. 1997. P. 11–14.
69. *Mernagh T.P., Heinrich C.A., Leckie J.F. et al.* Chemistry of low-temperature hydrothermal gold, platinum, and palladium (+ or – uranium) mineralization at Coronation Hill, Northern Territory, Australia. // Econ. Geol. 1994. V. 89, № 5. P. 1053–1073.
70. *Moore C.R.* Geology and mineralization of the former Broken Hills gold mine, Hikuai, Coromandel, New Zealand // Geol. Geophys. 1979. № 22. P. 339–351.
71. *Pasava J., Hladikova J. Dobes* Origin of Proterozoic metal-rich black shales from the Bohemian Massif, Czech Republic // Econ. Geol. 1996. V. 91, № 1. P. 63–79.
72. *Pasava J., Sulovsky P., Kovalova M.* Geochemistry and mineralogy of proterozoic metal-rich black shales from the Bohemian massif, Czech Republic, with a description of possible new molybdenum selenide and telluride phases // The Can. Mineral. 1993. V. 31. P. 745–754.
73. *Scott S.D.* Experimental calibration of the sphalerite geobarometer // Econ. Geol. 1973. V. 68, № 4. P. 466–474.
74. *Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for the mantle composition and processes // Magmatism in the oceanic basins. London: Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. P. 313–345.
75. *Toulmin P., Barton P.B., Wiggins. L.B.* Commentary on the sphalerite geobarometer // American Mineralogist. 1991. V. 76. P. 1038–1051.
76. *Wilson S.A.* The collection, preparation, and testing of USGS reference material BCR-2, Columbia River, Basalt // U.S. Geological Survey Open-File Report 98-XXX. 1997.

Рецензент Е. В. Белозуб

Geology, mineralogy and metallogenic specialization of carbonaceous strata in Uluelga-Kudashmanovskaya zone (west slope of Southern Ural)

S. G. Kovalev, I. V. Vysotsky, S. V. Michurin, S. S. Kovalev

Institute of Geology, Ufa Scientific Centre of RAS

A detailed description of the geological structure and mineralogical-petrographic composition of complexly dislocated carbonaceous strata which occurred into Yuryuzan-Zyuratkul regional fault (western slope of the South Ural) is given in the paper. It is shown that the genetic nature of the noble metal geochemical specialization of black shale deposits is due to the spatial coincidence of magmatic rocks of the rift stage of development of the western slope of the South Ural. For the first time in the black shale deposits of the Urals the complex sulphide-Au-Ag-U-Th-REE mineralization are discovered and characterized in detail with modern precision techniques. Due to compositions of coexisting sulfides it was determined the thermodynamic parameters of its formation (the first stage – $T \approx 330\text{--}500^\circ\text{C}$, $P = 6\text{--}7$ kbar, the second – $T \approx 250^\circ\text{C}$), and according to the content of radiogenic lead in the uraninites was established the time of formation (about 600 million years). Isotopic characteristics of the sulphide sulfur ($\delta^{34}\text{S} = 12.8\text{--}25.2\%$) and carbon ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -24.3\text{...}-29.1\%$) indicate repeated redeposition of mineral matter. It is concluded that the genesis of complex mineralization of the black shale strata can be generally described as a two-step model: the first stage was rifting preparatory and the second was collision ore-generating.

Key words: *precious metals, geochemical specialization of carbonaceous strata, sulfide mineralization, rare earth elements, the thermodynamic parameters of mineral formation.*