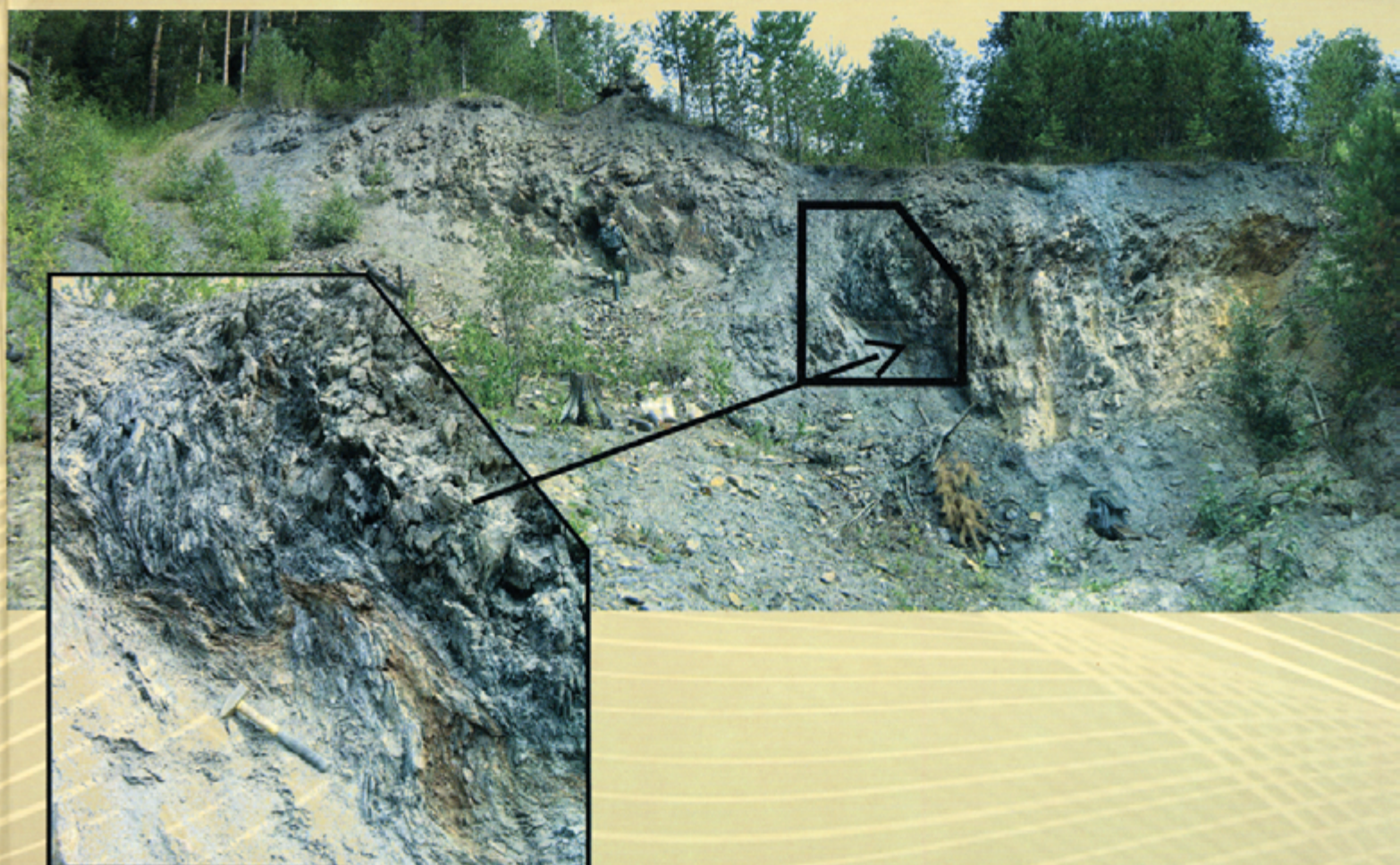


А. В. Сначёв, В. И. Сначёв, М. В. Рыкус,
Д. Е. Савельев, Е. А. Бажин, Ф. Р. Ардисламов

ГЕОЛОГИЯ, ПЕТРОГЕОХИМИЯ И РУДОНОСНОСТЬ УГЛЕРОДИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО УРАЛА



Российская Академия Наук
Уфимский научный центр
Институт геологии

**А. В. Сначёв, В. И. Сначёв, М. В. Рыкус,
Д. Е. Савельев, Е. А. Бажин, Ф. Р. Ардисламов**

ГЕОЛОГИЯ, ПЕТРОГЕОХИМИЯ И РУДОНОСНОСТЬ УГЛЕРОДИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО УРАЛА

Уфа
2012

УДК 553.41:553.068.7

ББК 26.3

Г 35

Г 35

Сначёв А.В. и др. Геология, петрогеохимия и рудоносность углеродистых отложений Южного Урала / А.В. Сначёв, В.И. Сначёв, М.В. Рыкус, Д.Е. Савельев, Е.А. Бажин, Ф.Р. Ардисламов — Уфа: ДизайнПресс, 2012. — 208 с.: ил. 96; табл. 53. Библиогр. 156 назв.

ISBN 978-5-9903523-6-0

Монография посвящена проблеме рудоносности углеродистых отложений всех структурно-формационных зон Южного Урала. На основе изучения геологических, петрохимических и геохимических особенностей пород установлены их формационная принадлежность, палеогеографические условия накопления и дана оценка перспектив на благородно- и редкометальное оруденение. В процессе научно-исследовательских работ выявлены четыре новых проявления перечисленных металлов — Отнурок, Черноозёрское, Амурское, Ларинское. В их пределах должны быть проведены дальнейшие поисковые и оценочные работы. Авторами предложена модель образования золотого оруденения в углеродистых отложениях. Показано, что благороднометальная минерализация в разнофациальных углеродистых комплексах имеет полигенную осадочно-гидротермально-метаморфогенную природу. Промежуточное надкларковое обогащение золотом происходило на седиментационно-диагенетическом этапе, последующая перегруппировка и концентрация металла в рудные залежи осуществлялись на активизационном этапе развития при участии термоградиентного динамометаморфизма и зонального контактового метаморфизма.

Ответственный редактор

профессор, доктор геол.-мин. наук В.И. Сначёв

Рецензенты:

доктор геол.-мин. наук С.Е. Знаменский

кандидат геол.-мин. наук Н.С. Кузнецов

*Рекомендовано к изданию Учёным Советом Федерального государственного бюджетного учреждения науки
Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук
(протокол № 11 от 26 декабря 2011 г.)*

УДК 553.41:553.068.7

ББК 26.3

Научное издание

Сначёв Александр Владимирович

Сначёв Владимир Иванович

Рыкус Михаил Васильевич

Савельев Дмитрий Евгеньевич

Бажин Евгений Александрович

Ардисламов Фаниз Ринатович

ГЕОЛОГИЯ, ПЕТРОГЕОХИМИЯ И РУДОНОСНОСТЬ УГЛЕРОДИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО УРАЛА

Подписано в печать 12.06.2012. Формат 60×84¹/₈. Усл. печ. л. 24,18. Тираж 250 экз. Заказ 196.

ООО «ДизайнПресс». 450077 г. Уфа, ул. К. Маркса, 37, корп. 3, оф. 205. Тел. (347)291-13-60 Эл. почта: dizain_press@mail.ru

Отпечатано в полном соответствии с представленным оригинал-макетом в ООО «ДизайнПресс»

ISBN 978-5-9903523-6-0

© А.В. Сначёв, В.И. Сначёв,

М.В. Рыкус, Д.Е. Савельев,

Е.А. Бажин, Ф.Р. Ардисламов, 2012

© Институт геологии УНЦ РАН, 2012

ВВЕДЕНИЕ

Углеродистые отложения, как известно, представляют собой весьма благоприятную геохимическую среду для первичного накопления многих промышленно важных элементов. При определённых условиях, особенно в областях проявления зонального метаморфизма и тектонической активности, углеродистые породы могут сами служить источником металлов и концентрировать в себе крупные залежи золота, молибдена, вольфрама, ванадия, марганца, платины и других элементов. В последние 20 лет среди золоторудных месторождений отчётливо выявился новый тип прожилково-вкрапленной золото-сульфидной минерализации с дисперсным золотом и платиновыми металлами. Эти залежи располагаются в рифтовых структурах, в районах со слабо проявленным магматизмом и локализуются в древних породах, богатых органическим углеродом. Черносланцевые толщи образуют протяжённые региональные пояса, однако месторождения внутри них приурочены к локальным полям, где проявлены динамотермальные процессы и определённого вида метасоматические изменения.

В пределах палеоконтинентального сектора Южного Урала широко развиты рифейские и палеозойские черносланцевые отложения с мощными положительными аномалиями золота и ряда других элементов. В составе рифейских седиментационных комплексов Башкирского мегантиклинория можно выделить по меньшей мере пять уровней распространения разновозрастных горизонтов углеродистых отложений, содержащих 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; 2) суранский (бердагуловский и сердаукский подуровни) с пёстрым набором мелководных прибрежно-морских отложений; 3) юшинский, представленный переслаиванием, иногда ритмичным, серицит-глинистых и углеродисто-глинистых сланцев; 4) машакский, с характерным набором типичных грабеновых литотипов; 5) зигазино-комаровский (серёгинский и туканский подуровни), представленный мелководно-морскими углеродисто-глинистыми и углеродисто-кварцево-глинистыми филлитовидными сланцами.

Почти на всех уровнях в черносланцевых отложениях отмечается присутствие пирита, образующего рассеянную вкрапленность, маломощные линзы, послойные выделения и крутопадающие секущие зоны, прослеженные по простиранию на десятки и сотни метров.

В разрезе метаморфических комплексов Урало-тауского мегантиклинория (в новом понимании — антиформы Уралтау) также широко распространены углеродистые отложения, встречающиеся в виде самостоятельных пачек и горизонтов на кайраклинском, юмагузинском, карамалинском, уткальском и бетринском возрастных уровнях. В тектонически активизированных блоках среди этих черносланцевых пород присутствуют зоны сульфидизации и кварцево-жильные образования с аномально высокими концентрациями V, W, Mo, Au, Pt, P.

В пределах северной части Восточно-Уральского поднятия (в новом понимании — антиформы) (Кочкарский антиклинорий) углеродистые отложения довольно широко представлены в составе ерёмкинской, кучинской, александровской и кукушкинской толщ, в южной его части (Джабык-Карагайский антиклинорий) они известны лишь в разрезе чулаксайской свиты. Наиболее отчётливо проявленными отличиями черносланцевых толщ Восточно-Уральского поднятия от Башкирского мегантиклинория являются, во-первых, значительно более высокая степень метаморфизма, и во-вторых, тесное сочетание здесь углеродистых отложений с вулканитами, имеющими континентально-рифтогенные геологические и петрогеохимические характеристики.

В палеоостроводужном секторе Южного Урала палеозойские разрезы характеризуются принципиально иным комплексом отложений, в котором углеродистые толщи пространственно сочетаются с гипербазитами и габбро меланократового основания, а также продуктами вулканизма океанического и островодужного типов. Геохимической особенностью углеродистых отложений западного и восточного флангов Магнитогорского мегасинклинория (в новом понимании — синформы) является весьма высокая концентрация сульфидной серы, её прямая корреляция с халькофильной группой элементов и закисным железом. Медно-цинк-свинцовая специализация этих отложений сопровождается

повышенным фоном никеля, кобальта, марганца, ванадия и рудными концентрациями золота и фосфора. Повышенная железистость и щёлочность углеродистых сланцев, а также явный вклад в осадконакопление эксгальвативных источников свидетельствуют об экзогенном источнике металлов.

Анализ имеющихся материалов по Южному Уралу показывает, что наиболее общими чертами минерализованных черносланцевых толщ являются следующие: 1) приуроченность благороднометалльного 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, характеризующиеся ячеистым расположением разнотипных рудных объектов, приуроченных к узлам пересечения разрывных нарушений, к зонам их сочленения с пликативными 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 (доломита, анкерита, сидерита).

Перечисленные признаки металлоносных чёрных сланцев обнаруживают весьма большое сходство их с подобными отложениями других регионов, в которых выявлены промышленные концентрации благородных металлов. В частности, по характеру распределений содержаний золота, строению разрезов и типу минерализации продуктивные сульфидно-углеродистые зоны Южного Урала весьма близки к золотоносным объектам Енисейского Кряжа, Забайкалья, Средней Азии.

Всё вышесказанное делает актуальным постановку научных исследований по оценке рудоносности углеродистых формаций указанных территорий, включая выяснение геохимической роли органического вещества в рудообразовании, влияния сульфидной минерализации, метаморфизма и метасоматоза на поведение благородных металлов, а также других факторов эпигенеза, обеспечивающих миграцию и отложение рудных элементов.

Главной целью данной монографии является оценка перспектив рудоносности углеродистых толщ Южного Урала на основе их комплексного изучения. Для достижения поставленной цели решались следующие основные задачи:

- ♦ выяснение геохимической и металлогенической специализации углеродистых толщ с точки зрения источников метаморфогенно-гидротермального и гидротермального минералообразования;

- ♦ типизация углеродистых формаций, выяснение геологических условий их накопления;
- ♦ расшифровка закономерностей размещения и формирования рудной минерализации, установление типоморфных её признаков на опорных объектах;
- ♦ выяснение роли магматизма и метаморфизма в рудообразовании в черносланцевых толщах;
- ♦ реконструкция условий мобилизации металлов из углеродистых отложений при вторичных преобразованиях;
- ♦ оценка роли разрывных и складчатых структур в локализации оруденения.

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 золотообразования — наиболее дискуссионной и слабо изученной металлогенической проблемы в истории Южного Урала.

В публикациях по металлогении Южного Урала [Прокин, 1973; Макушин и др., 1984; Алексеев, 1986; Серавкин и др., 1986] проблема золотоносности освещена лишь в самых общих чертах. В вышедшей монографии “Золото Урала” [Сазонов и др., 1993] 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 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 главнейших 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. Маршрутные исследования проводились с учётом результатов предыдущих работ и с детальностью, необходимой для идентификации золотоносных зон. Целью маршрутных исследований являлся сбор каменного материала для решения рудноформационных задач. В отдельных случаях на хорошо обнажённых участках с достаточным выходом коренных пород проводились наблюдения для выяснения пространственного положения золото-сульфидных

зон, изучение их соотношений с вмещающими породами.

В качестве первоочередных объектов для проведения научно-исследовательских работ нами выбраны углеродистые отложения Башкирского, Уралауского мегантиклинориев, Восточно-Уральского поднятия и Магнитогорского мегасинклиория. Именно в их пределах на основе анализа всего комплекса собранных материалов выбраны эталонные участки, подлежащие полевому изучению, на которых проведён комплекс аналитических исследований. Среди наиболее представительных объектов для постановки эталонных исследований выбран ряд участков в Брединском, Белорецком, Карабашском рудных районах, где нами в углеродистых отложениях ранее выявлены высокие содержания благородных металлов.

Основной объём приведённого в монографии материала собран авторами в период 1990–2011 гг. при выполнении хоздоговорных тем: с ОАО “Челябинскгеосъёмка” (М 1:200 000, новая серия, листы: N-41-VII, Миасс; N-41-II, Кунашак; N-41-XIII, Пласт; N-41-VIII, Полетаево; N-41-XXV, Джабык), ООО НТПП “Геопоиск” (N-40-XVII, Ирмельская площадь), ОАО “Башкиргеология” (N-40-XXXIV, Зилаирская площадь), ОАО “Челябинский цинковый завод” (поисковые и разведочные работы на Амурском месторождении).

Аналитическая база монографии включает авторский и заимствованный фактический материал. Собственные петрогеохимические данные представлены 650 силикатными и 610 атомно-абсорбционными (Co, Ni, Cr) анализами, выполненными в лаборатории физико-химических методов исследования ИГ УНЦ РАН (аналитики С.А. Ягудина и Н.Г. Христофорова), а также 200 анализами на редкие и редкоземельные элементы, полученными нейтронно-активационным методом в ГЕОХИ (аналитик Д.Ю. Сапожников). Определения $S_{\text{орг}}$, $S_{\text{общ}}$ и S_{CO_2} в 250 пробах углеродистых сланцев выполнены газометрическим методом в АСИЦ ВИМС (директор С.В. Кордюков). Около 450 проб проанализировано на золото, платину, палладий, родий,

иридий в ИГЕМ РАН (зав. лабораторией В.В. Дистлер) химико-спектральным методом с предварительным концентрированием на органическом сорбенте “Полигорс-4”. В 580 пробах углеродистых сланцев определены содержания вольфрама, молибдена и ванадия в АСИЦ ВИМС фотометрическим методом. Кроме того, в Аналитическом центре ФГУП ЦНИГРИ (зав. отделом А.В. Мандругин) в 80 пробах проведено изучение золота, платины и палладия пробирным, пробирно-атомно-абсорбционным и атомно-абсорбционным методами. Заимствованные данные включают в себя главным образом силикатные ($n = 420$) и пробирные ($n = 210$) анализы на золото.

Не по всем вопросам, обсуждаемым в монографии, у авторов единодушное мнение. В частности, Д.Е. Савельев не разделяет вывод о длительности процессов рудообразования (млн. лет), их полигенности и полихронности.

Авторы выражают благодарность за поддержку при постановке исследований по изучению рудности углеродистых сланцев член.-корр. РАН, директору ИГ УНЦ РАН В.Н. Пучкову, руководителям территориального агентства по недропользованию по Республике Башкортостан Р.А. Хамитову, А.Л. Чернову. Авторы считают своим долгом выразить признательность руководству и сотрудникам: ОАО “Челябинскгеосъёмка” (В.Х. Аршакяну, С.А. Белякову, Н.С. Кузнецову, Б.А. Пужакову, А.В. Моисееву, В.И. Петрову, Е.П. Шулькину, В.П. Савельеву, В.Д. Шоху, Н.Е. Шулькиной); ОАО “Башкиргеология” (В.В. Павлову, Н.В. Осикову, А.М. Калужину, Ю.Г. Князеву, О.Ю. Князевой); ООО “Геопоиск” (В.М. Мосейчуку, А.Э. Шалагинову, Л.В. Кашиной); горно-обогатительного отдела ОАО “ЧЦЗ” (Н.М. Болодурину, М.Ю. Кабанову, Д.Б. Хорошуну, С.А. Яшукину). За помощь на разных этапах выполнения работы авторы благодарны Е.Н. Савельевой, А.Н. Грицуку, Р.А. Насибуллину, А.Ф. Габидуллину, А.А. Шияновой, Д.Г. Ширяеву.

А.В. Сначёвым написано 40% объёма монографии, В.И. Сначёвым — 20%, М.В. Рыкусом — 15%, Д.Е. Савельевым — 15%, Е.А. Бажиным — 5%, Ф.Р. Ардисламовым — 5%.

ГЛАВА 1. ИСТОРИЯ ИЗУЧЕННОСТИ УГЛЕРОДИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

1.1. Геолого-съёмочные работы

В истории изучения геологического строения Южного Урала можно выделить три основных этапа:

В *первый этап* (до 50-х годов XX века) практически происходило накопление фактического материала и закладывались основные положения в понимании геологического и структурного строения Южного Урала. Это время связано с именами таких геологов как О.П. Горяинов, Н.Н. Дингельштедт, А.Н. Заварицкий, А.П. Карпинский, Л.К. Конюшевский, В.С. Коптев-Дворников, А.А. Краснопольский, В.П. Кротов, Ю.Н. Кузнецова, Л.С. Либрович, Г.А. Мирлин, И.В. Мушкетов, Д.В. Наливкин, А.И. Олли, П.С. Паллас, А.М. Петров, В.Н. Петров, В.И. Рыцк, Н.С. Симбирцев, Э.А. Фальков, Ф.Н. Чернышёв, М.Э. Янишевский.

Второй этап (50-е – 90-е годы прошлого столетия) связан с широкомасштабным изучением всей территории Южного Урала. Был составлен комплект геологических карт масштаба 1:200 000: N-40-XVII [Иванов и др., 1960ф]; N-40-XII [Гарань и др., 1951ф; Зорин, Чистяков, 1970ф]; N-40-X [Синицын, Синицына, 1959ф]; N-40-XVI [Яковлев, 1962ф]; N-40-XI [Гарань, Тяжева, 1962ф]; N-40-XX [Яковлев, Решетников, 1967ф]; N-40-XXIII [Нестоянова, Ожиганов, 1962ф]; N-40-XXVIII [Клочихин, Буряченко, 1966ф]; N-40-XXXIV [Горохов, 1962ф]; N-40-XVIII [Нестоянова, Ленных, 1959ф]; N-40-XXIX [Ленных и др., 1962ф]; N-41-XIX [Булькин, Ланцова, 1962ф; Бердюгин и др., 1986ф]; N-41-XXV [Щулькин и др., 1991ф]; N-40-XXX [Плюснин, Плюснина, 1965ф]; N-40-XXXVI [Краснов и др., 1962ф]; N-41-XIII [Турбанов, 1983ф] и N-41-VII — [Турбанов, 1984ф] (рис. 1.1).

Фактический материал, накопленный за время этих исследований, позволил поставить ряд важных вопросов, как чисто научных, так и практических. Для их решения проводился целый ряд крупномасштабных геологических и поисковых работ, в результате которых были существенно расширены представления о геологическом строении района [Алексеев и др., 1984ф; Антуфьев и др., 1965ф; Артамонов и др., 1944ф; Бабкин и др., 1963ф, 1971ф, 1988ф; Баков и др., 1957ф; Богатырёва и др., 1979ф; Варламов, Галкина, 1956ф; Вещлер, Биков, 1955ф; Волошин

и др., 1959ф, 1967ф; Галкина, Топко, 1957ф; Гарань, 1957ф; Глызин и др., 1977ф; Денисов и др., 1968ф; Захаров и др., 1978ф; Зорин и др., 1961ф, 1963ф; Иванов и др., 1965ф; Казаков и др., 1977ф; Казаков, Радченко, 1977ф; Кац и др., 1980ф; Клочихин и др., 1969ф, 1972ф, 1985ф; Ключин, 1963ф; Козлов и др., 1964ф, 1969ф; Красулин, 1940ф; Криницкий и др., 1958ф; Кузнецов, Казаков, 1967ф; Курбежиков и др., 1963ф; Ларионов и др., 1985ф; Лебедев и др., 1958ф; Левит и др., 1977ф; Ленных, 1952ф; Муравьёва, 1946ф; Муркин и др., 1990ф; Пискунов и др., 1966ф, 1977ф; Радченко, 1972ф; Радченко и др., 1973ф; Решетников и др., 1966ф; Ротару, Ротару, 1984ф; Ротарь и др., 1971ф, 1976ф; Смирнов, Ткачёв, 2001ф; Солецкая и др., 1965ф; Сусликов и др., 1961ф; Турбанов и др., 1970ф, 1978ф; Тяжева, 1942ф; Фролова и др., 1963ф; Чайко и др., 1962ф, 1982ф; Шагина и др., 1965ф; Швецов и др., 1968ф, 1972ф; Шефер, 1994ф, 2001ф; Щулькин и др., 1968ф; Юрецкий и др., 1982ф; Янкелевич и др., 1975ф].

В основном они были ориентированы на углублённое изучение площадей, сложенных докембрийскими образованиями. Использование разномасштабных аэрофотоснимков, геологических маршрутов, структурного бурения позволило подтвердить принципиальную схему стратиграфического расчленения рифейско-вендских образований, выделить разрывные и складчатые структуры, определяющие главные черты строения района, получить дополнительные палеонтологические и изотопные (циркон, глауконит) датировки рифейских и вендских образований, установить характер сочленения древних свит с отложениями палеозоя.

М.И. Гарань [1949ф, 1950ф, 1957ф] и Б.М. Келлер [1952ф] выделили три цикла седиментации в разрезе древних свит западного склона Южного Урала, разделённые перерывами — бурзянский, юрматинский и каратауский, отвечающие сериям в составе свит (снизу): айской, саткинской, бакальской; машакской, зигальгинской, зигазино-комаровской, авзянской; зильмердакской, катавской, инзерской, миньярской. Они также доказали возможность сопоставления разрезов Златоустовской подзоны с разрезами древних свит западного склона. Кувашская свита была сопоставлена с машакской, таганайская с зигальгинской, уреньгинская с зигазино-комаровской и авзянской, уйташская с зильмердакской.

Особенно сложны и дискуссионны вопросы геологического строения Уралтауского мегантиклинория. Основы представлений о его геологии заложены работами Д.Г. Ожиганова [1941], выделившего два комплекса: максютовский и суваянский. Впоследствии, при проведении геолого-съёмочных работ масштаба 1:50 000 [Криницкий и др., 1957ф], в составе максютовского комплекса снизу вверх выделены свиты: галеевская — существенно кварцитовая; кайраклинская — метаморфиты по осадочным и вулканогенно-осадочным отложениям с линзами мраморизованных известняков; юагузинская — кварцито-сланцевая; карамалинская — вновь метаморфиты по осадочным и вулканогенно-осадочным отложениям с линзами мраморизованных известняков. Кайраклинская свита расчленена на три подсвиты, снизу вверх: якуповскую метаосадочную, аралбаевскую — существенно вулканогенную и баракальскую — вновь метаосадочную. Позднее [Волошин и др., 1967ф] принятое стратиграфическое расчленение максютовского и суваянского комплекса сохранено. При этом юагузинская и карамалинская свиты расчленены более подробно: первая — на две, вторая — на четыре толщи с подразделением нижней на две пачки, а верхней (четвёртой) — на четыре.

Возраст отложений максютовского и суваянского комплексов условно принят среднерифейским (максютовский комплекс) и позднерифейским (суваянский комплекс). Условности в их корреляции с древними толщами Башкирского поднятия признаются многими исследователями, что отражено и в “Унифицированной легенде для геологических карт масштаба 1:50 000” [Козлов и др., 1984ф].

На обширной территории восточного склона от р. Зюзелги на севере до р. Уй на юге проводились геолого-съёмочные работы под руководством Г.А. Мирлина [1935ф]. Результатом исследований была геологическая карта масштаба 1:100 000. При характеристике стратиграфии большое внимание было уделено положению толщи углеродисто-кремнистых сланцев, а при изучении тектонического строения подчёркивалась их приуроченность к синклинальным структурам с образованием инверсионного рельефа. Г.А. Мирлиным указывается на своеобразное “безразличие” углеродисто-кремнистых сланцев к относительно более древним породам, в том числе к ультрабазитам, трансгрессивном залегании на них.

В 1953–54 гг. Н.Ф. Мамаевым и др. проведена геологическая съёмка масштаба 1:100 000 (ГС–100) на площади планшетов N-41-26, N-41-38, N-41-37 и N-41-49. В стратиграфической схеме в основании разреза выделяется кварцито-филлитовая свита условно кембрия — раннего ордовика. Выше залегает свита кварцито-кремнистых сланцев верхнего ордовика, состоящая преимущественно из тёмно-серых кремнистых графитсодержащих сланцев

(булатовская толща в современном понимании). Выше в разрезе выделена филлито-карбонатная толща, индексированная как верхи ордовика — силур. Рассматривая тектонику района, Н.Ф. Мамаев подчёркивает его общий антиклинальный характер по отношению к западной — Учалинской и восточной — Челябинской зонам.

В 1961–66 гг. на площади планшетов N-41-26-A, B и N-41-38-A; N-41-37-B и Г проведена ГС–50 под руководством В.Ф. Турбанова. Исследования сопровождались большим объёмом буровых, геофизических работ, металлометрией. Предложенная ранее Н.Ф. Мамаевым схема претерпела существенные изменения. В.Ф. Турбановым выделялись: нижняя вулканогенная (S_1l), переходная (S_1l), толща углеродисто-кремнистых сланцев (S_1l-v), нижнекундравинская (S_2-D_1), верхнекундравинская (D_1-D_2), карбонатная (D_2) и верхняя вулканогенная (D_3) толщи. Возраст толщи углеродисто-кремнистых сланцев впервые был обоснован находками граптолитов в районе д. Булатово к югу от описываемого района.

В 1969 г. В.А. Сусликовым и др. на площади листов N-41-61-B, Г были выделены две структурно-формационные зоны: западная — Арамилско-Сухтелинская и восточная — Мурзинско-Суундукская. Первую отличает развитие вулканогенных толщ, вторую — метаморфических и осадочных. Немые вулканогенные толщи авторами датировались средним палеозоем, в каждой из них описаны порфировые базальты и андезибазальты, их туфы, углеродистые сланцы, а в разрезе кумлякской толщи среднего палеозоя — ещё и плагиоклаз-кварцевые песчаники.

В 1975–78 гг. В.Ф. Турбановым проведено ГДП–50 на площади планшетов N-41-37-B и Г, N-41-49-A, Б, В, Г и N-41-61-A. Разработанная ранее схема стратиграфии усовершенствована, большинство толщ получили местные названия. Нижняя вулканогенная толща индексирована как S_{12-3} и названа токмасской, переходная толща названа соколовской (S_{13}), толща углеродисто-кремнистых сланцев (S_{13-v}) получила название уштаганской. Впервые проведено металлогеническое районирование территории.

В западной части обрамления Ларинского купола у д. Кочнево (на восточной границе листа N-40-XVIII) в углеродистых сланцах силура (по В.Ф. Турбанову), по устному сообщению А. Жданова, были найдены рифейские микрофоссилии. В сланцах у д. Булатово К.П. Плюсниным и др. [1965] собрана фауна граптолитов позднего лландовери — раннего венлока, а в прослоях кремнистых пород среди эффузивов — раннесилурийские радиолярии (определения Б.М. Садрисламова в шлифах).

В течение 1985–1988 гг. В.Ф. Турбановым проводились исследования рассматриваемой территории, результатом которых стал отчёт по изучению

структурно-геологических и металлогенических особенностей черносланцевых формаций Арамилско-Сухтелинской и Сысертско-Ильменогорской зон. Установлено, что фтаниты Арамилско-Сухтелинского синклиория являются глубоководными биогенными осадками, принадлежащими углеродисто-кремнистой формации. Они входят в состав фтанит-базальтовой ассоциации нижнего силура, имеющей трёхчленное строение. Графитистые кварцито-сланцы Сысертско-Ильменогорской мегазо-

ны, по мнению В.Ф. Турбанова, являются метаморфизованными аналогами фтанитов. Определена перспективность кремнисто-углеродистых отложений на золото, серебро, ванадий, молибден, фосфориты. Приводятся обоснования специализации на золото зон ближайшего зеленосланцевого обрамления гнейсовых куполов.

В 1983 г. в пределах листа N-41-XXV были начаты работы по геологическому доизучению масштаба 1:50 000 Тарутинско-Новониколаевской руд-

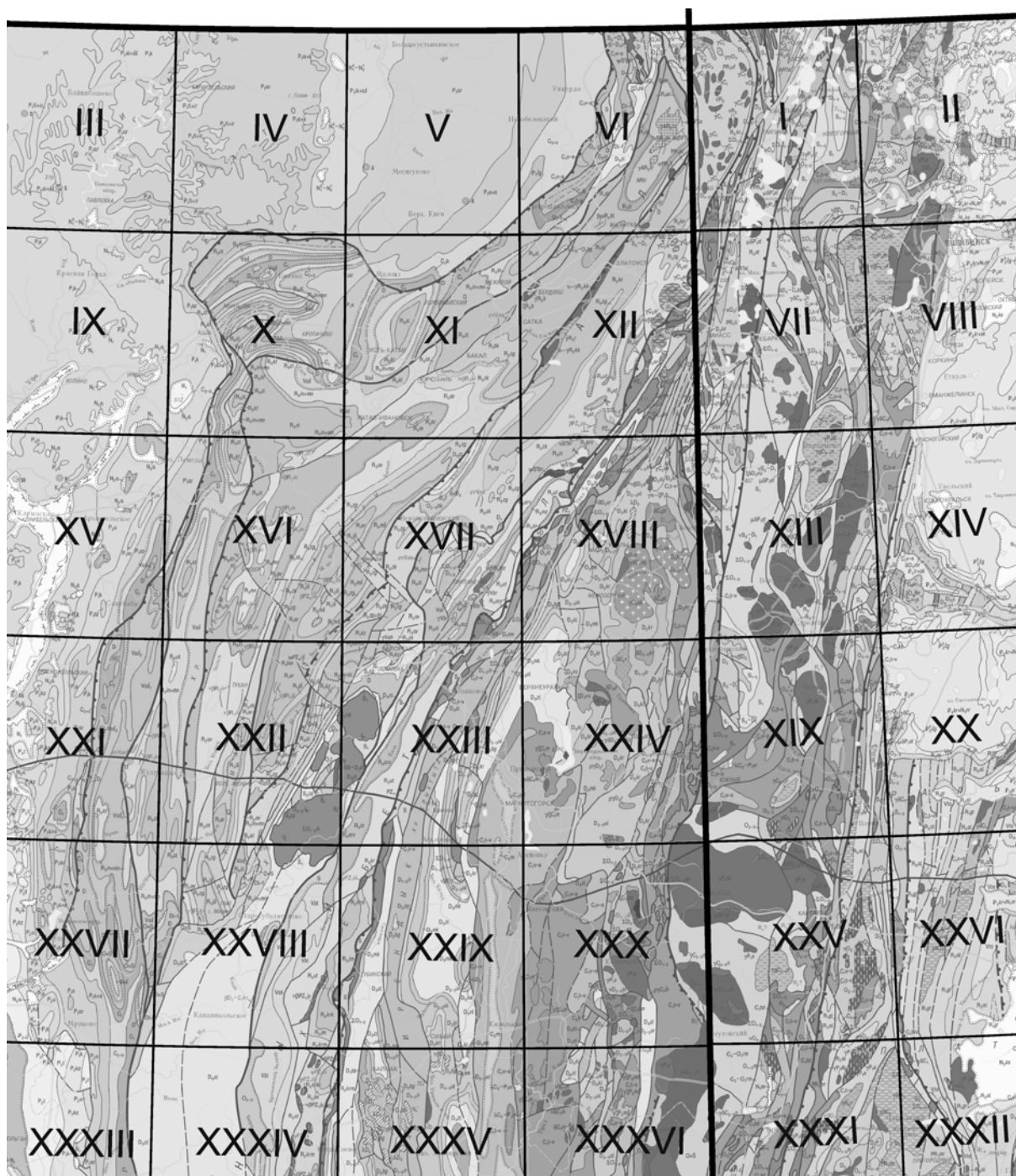


Рис. 1.1 Схема расположения листов масштаба 1:200 000 в пределах Южного Урала. Составлена на основе геологической карты масштаба 1:1 000 000 [Геологическая..., 2002]

ной зоны [Бабкин, 1988ф]. Они сопровождалась большим объёмом бурения, профильных геофизических и опробовательских работ, дополнительными сборами органических остатков, что позволило авторам существенно пересмотреть стратиграфическую схему района. В основание разреза положены сланцево-карбонатная и осадочно-вулканогенная толщи условно нижнего палеозоя. Выше располагаются черносланцевая (среднелландоверийско-нижневенлокская) и вулканогенно-осадочная (венлокско-лудловская) толщи. К нижнедевонским образованиям отнесены вулканы основного состава, ранее датируемые различными исследователями от кембрийских до позднедевонских. Подтверждено развитие в районе фаменско-раннетурнейских, преимущественно осадочных отложений.

В 1983–88 гг. западная половина листа N-41-XXV и северо-западная четверть соседнего листа N-41-XXXI были доизучены в масштабе 1:200 000 Э.В. Шалагиновым, В.Г. Денисовым и др. Основное внимание они уделяли выяснению взаимоотношений между фаунистически охарактеризованной маячной ($O_1 m\epsilon$) и нижележащей рымникской свитами. Проведённые работы приняты за основу при подготовке к изданию Государственной геологической карты листа N-41-XXV Е.П. Шулькиным [1991ф]. В составе докембрия выделяется шесть подразделений: нижнепротерозойская гнейсо-сланцевая; среднерифейские толща кристаллических сланцев и чулаксайская свита; средне-верхнерифейская толща амфиболовых сланцев; верхнерифейская карбонатная толща; вендская терригенная толща граувакковых песчаников, алевролитов, сланцев. Отложения палеозоя на основании определений фауны и микрофауны разделяются на средне-верхнеордовикские (вулканогенная толща), нижнесилурийские (черносланцевая толща), нижне-верхнесилурийские (вулканогенно-осадочная толща), верхнедевонские (вулканогенно-осадочная толща) и нижнекаменноугольные (терригенно-карбонатная толща). Основным недостатком этой стратиграфической схемы является слишком большая роль, которую отводит автор метаморфизму пород для определения их возраста, т. е. все метаморфизованные породы Е.П. Шулькин относит к докембрию, что не подтвердилось последующими данными.

В ходе работ по ГДП–200 в пределах Неплюевской площади (лист N-40-XXX) Э.В. Шалагиновым и др. [1988ф] на стратотипе чулаксайской свиты вскрыт её согласный с переслаиванием контакт с рымникской свитой. Установлено, что кварцитов в чулаксайской свите практически нет, для неё характерны частые прослои конседиментационных брекчий, а графитистые сланцы составляют около 50%. Впоследствии Е.П. Шулькиным и др. [1990ф] при подготовке листа N-41-XXV к изданию рисовка карты сохранена в основном та же, но возраст и названия подразделений изменены. Большая часть

геологических образований отнесены преимущественно к докембрию, хотя новых данных для обоснования возраста не появилось, и все подразделения датируются на основании сопоставлений с другими районами.

В Ильмено-Вишнёвогорском блоке (лист N-41-I) В.Н. Юрецкий и др. [1982ф], приняв за основу стратиграфическую схему, разработанную Б.М. Роненсоном и В.Я. Левиным, и опираясь на изотопно-геохронологические данные В.А. Дунаева [1971ф], А.А. Краснобаева и оригинальные палеонтологические материалы, выделили дорифейскую группу литокомплексов, объединяющую селянкинскую, вишнёвогорскую, ильменогорскую и еланчиковскую толщи, рифейскую кыштымскую толщу, вендские, сложенные сланцами и кварцитами, аракульскую, саитовскую и игишскую толщи. Выделены Центральная (щелочные метасоматиты, нефелин-полевошпатовые мигматиты и карбонатиты) и Восточная (щелочные сиениты и фениты) щелочные полосы и дана их оценка на редкометальное оруденение, установлена фосфоритонность углеродистых сланцев саитовской и игишской толщ.

В конце 1990-х — начале 2000-х годов начались *третий этап* (новая серия) геолого-съёмочных работ с составлением новых геологических карт (ГДП–200): N-40-XII [Аулов и др., 2002ф]; N-40-XVII [Мосейчук и др., 2008ф]; N-40-XVIII [Жданов и др., 2003ф]; N-40-XXII [Ларионов и др., 2006ф]; N-40-XXIII [Князев и др., 2006ф]; N-40-XXIX и XXXV [Монтин и др., 2008ф]; N-40-XXVIII [Князев и др., 2008ф]; N-40-XXIV и XXX [Мосейчук и др., 2000ф]; N-40-XXXVI [Тевелев и др., 2009ф]; N-41-I [Кузнецов и др., 2008ф]; N-41-VII [Петров и др., 2002ф]; N-41-XIII [Моисеев и др., 2002ф]; N-41-XIX [Тевелев и др., 2001ф]; N-41-XXV [Тевелев и др., 2004ф]; N-41-XXXI [Кальсин и др., 2002ф].

При проведении этих работ были использованы самые современные достижения геологической науки (кодонтоновая биостратиграфия, детальное изучение вещественного состава пород, включая редкоземельные элементы и изотопию, последние геофизические данные о глубинном строении региона и т. д.), описаны карьеры и опорные разрезы вдоль новых автодорог, обновлены карты магнитного и гравитационного полей. Вся эта новая информация позволила решить некоторые спорные вопросы геологического строения рассматриваемых территорий.

В результате полевых исследований и на основе большого количества анализов в пределах листа N-40-XVIII [Жданов и др., 2003ф] выявлен новый, нетрадиционный тип рудной минерализации — платино-палладиевый — в чёрных сланцах рифея различных структурно-формационных зон; опробовано 30 пунктов минерализации платины и палладия. Большинство их приурочено к уткальской и игишской свитам среднего рифея, а также к курташской

и зильмердакской (верхи) свитам верхнего рифея. Все они сосредоточены в графитосодержащих сланцах и “кварцитосланцах” и относятся к платинометальной черносланцевой формации. Концентрирование (сближение) пунктов минерализации наблюдается на участках с более интенсивной дислоцированностью пород (пликативной и дизъюнктивной) и повышенной их сульфидизацией. Максимальные содержания суммы платиноидов достигают почти 1 г/т. Делается заключение, что по ряду признаков минерализация в западных структурно-формационных подзонах докембрия (Восточнобашкирской и Североуралтауской) близка “сухоложскому типу”, а в Ильменогорской СФЗ — “южно-китайскому типу”.

Лист N-41-VII (г. Миасс) изучался коллективом геологов во главе с В.И. Петровым. Стратиграфическая схема площади приведена в соответствии с Южно-Уральской легендой к Госгеолкарте—200, что позволило упразднить многочисленные местные названия толщ и скоррелировать их с хорошо изученными образованиями соседних районов. В результате детального изучения каменного материала из района Сарафановских гор установлено присутствие в отложениях остатков радиолярий, что исключает рифейский их возраст. Впервые по находкам граптолитов и конодонтов в пределах листа была уверенно датирована булатовская толща. С учётом этих находок, а также данных В.Н. Пучкова и К.С. Иванова [1989], возрастной диапазон булатовской толщи расширен вплоть до раннего девона. Высказывается мысль о необходимости поисков фауны в нижней вулканогенной части разреза булатовской толщи и выделения её в самостоятельную толщу.

Проведённые А.В. Моисеевым и др. на Платовской площади в 1999–2002 гг. работы по ГДП—200 (лист N-41-XIII) позволили уточнить геологическое строение и металлогению площади. В Сухтелинской зоне вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы, слагающие непрерывный вулканогенно-осадочный разрез, выделены в самостоятельную шеметовскую толщу ордовика ($O_2 sm$), углеродистые сланцы отнесены к булатовской ($S_1-D_1 bl$) толще. Большое значение уделено рудоносности черносланцевой формации. Так, в ходе работ были выявлены новые пункты золоторудной минерализации, приуроченные к углеродистым сланцам в пределах Никольского участка. Принадлежность золоторудных проявлений сухоложскому типу (золотоносные черносланцевые толщи) представляется авторам вполне очевидной, наиболее вероятным типом промышленных объектов в этих толщах являются “рудные столбы” в зонах динамометаморфизма, сопровождающиеся продуктивными метасоматитами различного состава и кварцевыми жилами.

По результатам геолого-съёмочных работ на территории листа N-41-XIX (Чесменский), проведённых В.А. Тевелевым и др. [2001ф], были сдела-

ны следующие выводы: 1) в строении Сухтелинской зоны участвуют чередующиеся тектонические пластины двух комплексов — ордовикского кремнисто-базальтового (преимущественно толеитовой его части) и средне-позднедевонского вулканогенно-кремнистого; 2) впервые возраст обоих комплексов доказан многочисленными находками конодонтов; 3) ордовикские кремнисто-базальтовые комплексы Восточного Урала и Зауралья в целом близки по составу, но существенно отличаются по петрографическим и геохимическим параметрам, что, вероятно, связано с формированием их в различных геодинамических условиях. По мнению авторов, вопрос о возрасте кристаллических сланцев, вмещающих массивы гранитоидов, остаётся дискуссионным. Рымникская свита ($O_1 rm$), широко распространённая в пределах центральной подзоны Кочкарско-Адамовской зоны, детально рассматривается в отчётах Ал.В. Тевелева и др. [2004ф] (N-41-XXV), Г.А. Кальсина и др. [2002ф] (N-41-XXXI) и В.М. Моисейчука и др. [2000ф] (N-40-XXX). Поскольку породы не охарактеризованы органическими остатками, вопрос возраста свиты всегда был спорным, её относили как к венду — кембрию, так и к девону — раннему карбону. В ходе описания разрезов в районе Чулаксайского лога не было зафиксировано стратотипа “чулаксайской свиты” [Кальсин и др., 2002ф]. Большинство геологов сходятся во мнении, что она составляет единую вулканогенно-осадочную серию с маячной свитой, в отложениях которой ранее сделаны многочисленные находки фауны, характерной для раннего — среднего ордовика [Моисейчук и др., 1996, 1997].

Несомненный интерес представляет выявленное Н.С. Кузнецовым и др. [2008ф] (лист N-41-I) при ГДП—200 Черноозёрское проявление золота, приуроченное к линзовидному телу черносланцевых терригенных отложений поляковской толщи. Терригенные отложения прослеживаются в субмеридиональном направлении вдоль восточного склона Карабашских гор в виде неширокой (около 0,5 км) полосы, протяжённостью свыше 3,5 км. Было установлено, что терригенные отложения характеризуются повышенными содержаниями меди, цинка, свинца, серебра, мышьяка. Отмечалось, что более высокие концентрации некоторых элементов были приурочены к слоям наиболее графитизированных пород, содержание $C_{орг}$ в которых достигает 3%. Во всех отобранных бороздовых пробах определено присутствие золота в количестве от 0,019 до 18,11 г/т.

В процессе геолого-съёмочных работ в пределах листа N-40-XXVIII Ю.Г. Князевым и др. [2008ф] значительно уточнены границы, возраст, литологический (петрографический) состав многих стратиграфических подразделений и интрузивных комплексов; на основе комплексной корреляции и сборов органических остатков осадочный комплекс Уралтауского мегантиклинория в полном объёме

впервые отнесён к палеозою (ордовику, силуру и девону); определены взаимоотношения между стратонами; выполнен прогноз на ведущие для района полезные ископаемые: марганец, хром, золото, магнезиты.

В ходе геолого-съёмочных работ на площади листа N-40-XVII [Мосейчук и др., 2008ф] существенно дополнена палеонтологическая характеристика (главным образом находками конодонтовой фауны) палеозойских образований палеоплатформенной области (Бельско-Елецкой зоны). Показано, что на силурийском уровне здесь развита единая толща аргиллитов, алевролитов (иногда с примесью углеродистого вещества) с прослоями известняков и песчаников. В низах эта толща (объединённые александровская и юрюзанская) содержит фауну нижнего силура, в верхах — верхнего.

Выявлен ряд проявлений золота и платиноидов в слабо минерализованных сланцах, содержащих углеродистое вещество [Сначёв и др., 2007]. Ранее в подобных породах такой тип проявлений не фиксировался. Наибольший интерес представляет Нуринское проявление, расположенное около пос. Отнурок-1. Здесь канавами вскрыты лимонитизированные чёрные сланцы зигазино-комаровской свиты. Бороздовым опробованием выявлен рудный интервал с содержанием золота 3,4 г/т, палладия — 0,1 г/т, платины — 0,03 г/т, приуроченный к зоне кварцевых прожилков с вкрапленностью пирита. Оруденение сопровождается слабыми аномалиями меди, свинца, в меньшей степени — цинка и бария. Авторами делается вывод, что рудные содержания появляются в тектонических зонах или рядом с ними за счёт извлечения золота из вмещающих пород, слабо обогащённых золотом.

Продолжение геологических работ в пределах Ямантауского и Маярдакского антиклинориев дало новые точки золото-платиновой минерализации, приуроченной к углеродсодержащим отложениям. В ряде пунктов минерализации, приуроченных к зигазино-комаровской, аюсапканской и кызылташской свитам, выявлены аномальные содержания вольфрама (до 0,04%). Была расширена и прослежена золотоносная зона проявления Отнурок, подсчитаны прогнозные ресурсы по категории P_2 [Сначёв и др., 2010₁].

1.2. Тематические работы

Для создания стратиграфической схемы докембрия и палеозоя восточного склона Южного Урала важное значение имели палеонтологические работы в пределах распространения древних рифейских толщ. Из-за отсутствия макрофаунистических остатков по-разному толковался возраст углеродисто-кремнистых сланцев и кварцитов (от ордовика до раннего карбона). В начале 80-х годов прошлого

столетия при проведении ГДП–50 В.Н. Юрецким и др. [1982ф] в породах игишской и верхнесаитовской толщ были обнаружены микрофоссилии.

Несколько позже находки микрофоссилий позднерифейско-кембрийского возраста были повторены О.Я. Долговой. Вопросы стратиграфии докембрия и палеозоя рассматриваются В.Ф. Турбановым, Ю.Д. Панковым, В.С. Милициной, Т.Н. Парашиной, В.П. Парначёвым, В.И. Петровым, Г.П. Кузнецовым, Б.Н. Ивановым, А.Г. Баженовым, Л.А. Кузнецовой и др. Эти работы в большей степени связаны со стратиграфическим расчленением докембрийских толщ Ильменогорского поднятия и его обрамления. Разработкой новой стратиграфической схемы палеозойских отложений на основе изучения конодонтов занимаются В.А. Маслов и О.В. Артюшкова [Маслов и др., 1998].

Геодинамическим исследованиям было уделено мало внимания. Впервые вопросы геодинамики подняты В.Ф. Турбановым [1978ф], который рассматривал большаковскую базальтовую и булатовскую кремнистую толщи как члены фтанит-базальтовой ассоциации, сформировавшейся в спрединговой зоне типа СОХ. Тогда же В.Н. Пучковым и К.С. Ивановым [1989] булатовские чёрные сланцы, ассоциирующие с вулканитами, рассматривались в составе островодужных вулканитов, а чёрные сланцы, образующие монотонную толщу (сарафановская полоса), отнесены к образованиям, сформированным на континентальном склоне сиалического блока, каким является Селянчинский микроконтинент. Примерно таких же представлений придерживались М.В. Рыкус и В.И. Сначёв [2000] при рассмотрении геодинамических условий формирования черносланцевого комплекса Миасской площади.

Вопросу изотопно-геохимических особенностей сульфидной минерализации нижнерифейских осадочных отложений Башкирского мегантиклинория посвящены работы С.В. Мичурина [2007; Мичурин и др., 2009], в которых разработана оригинальная методика выявления перспективных участков золото-кварцевого и золото-сульфидно-кварцевого оруденения на основании исследований минералогических, геохимических и изотопных особенностей сульфидов.

В изучение терригенных и карбонатных отложений рифейского возраста значимый вклад внесли и работы группы авторов: А.В. Маслова, М.Т. Крупенина и Э.З. Гареева. Ими была разработана классификация фаций, дано их систематическое описание. Выделен и охарактеризован в разрезе рифея ряд крупных литолого-фациальных комплексов отложений различного состава и генезиса. Реконструированы основные черты их латерального распределения на территории современного Башкирского мегантиклинория [А.В. Маслов и др., 1998]. Ряд работ посвящён изучению литолого-геохимических особенностей углеродсодержащих пород,

их типизации [Маслов, 1988; Гареев, 1990]. Впервые для Южного Урала среди углеродсодержащих глинистых сланцев бакальской и саткинской свит нижнего рифея выявлены разновидности, способные вспучиваться при обжиге с получением пористых заполнителей. "...Широкое распространение мощных продуктивных слоёв, высокая технологичность и дешевизна производства позволяют авторам предполагать значительные перспективы района Бакальских железорудных месторождений на этот новый вид строительного материала..." [Крупенин и др., 1994].

Характером распределения органического углерода в глинистых сланцах нижнего и среднего рифея занималась группа учёных [Крупенин и др., 1993]. На основании более 140 определений $C_{орг}$, выполненных в ГИН РАН, ПГО "Уралгеология" и Бакальском рудоуправлении были обобщены все известные данные и установлены основные черты распределения органического углерода в разрезах бурзяния и юрматиния. Максимальные его содержания (более 4%) установлены для сланцев зигазино-комаровской свиты, особенно нижней её подсвиты. Исследования под электронным микроскопом показали, что углерод наблюдается в виде образований размером $< 0,01$ мкм и определяется как шунгит.

В результате научно-исследовательских и тематических работ, которые были выполнены С.Г. Ковалёвым и И.В. Высоцким, получены новые материалы, позволяющие им предполагать широкое развитие "нетрадиционных" для Южного Урала типов благороднометалльного оруденения. В первую очередь к ним относится платинометалльно-золотая специализация сложнодислоцированных углеродсодержащих толщ, приуроченных к разноранговым тектоническим нарушениям. Было установлено наличие неизвестной ранее, мощной зоны с обильной сульфидной (халькопирит-пирротин-пиритовой, пирроотиновой и пиритовой) минерализацией, характеризующейся аномальными содержаниями благородных металлов и прослеженной на расстоянии около 15 км [Ковалёв и др., 1997, 1999; Ковалёв, 2004].

Рассмотрению особенностей состава и строения докембрийских углеродсодержащих комплексов посвящена работа М.В. Рыкуса и др. [1993]. Основными объектами исследования были рифейские углеродистые отложения Белорецкого и Саткинского районов западного склона Южного Урала и допалеозойские комплексы Кочкарской площади Восточно-Уральского поднятия. В ней впервые даётся подробная геохимическая характеристика чёрных сланцев Башкирского и Восточно-Уральского поднятий. На петрохимической основе и с использованием сравнительного геохимического анализа проведена их типизация, определена специализация, установлены минеральный состав и формы выделения углеродистого вещества. С помощью коли-

чественных методов показано, что основным носителем золота в углеродистых породах являются сульфиды.

Золотоносность Авзянского района, расположенного в присводовой части Ямантауского антиклинория, изучалась М.В. Рыкусом и В.И. Сначёвым. Ими были проведены поисково-оценочные и ревизионные работы на золото, сосредоточенные главным образом в пределах Горноприискской зоны, которые подтвердили потенциальную золотоносность пиритизированных углеродистых отложений. Геолого-съёмочные работы и опробование черносланцевых отложений, проведённые в пределах этой зоны, позволяют расширить рудную зону и увеличить прогнозные ресурсы золота [Рыкус, 1995; Сначёв и др., 1996].

В результате проведённых исследований выявлены типоморфные геолого-геохимические особенности золотого оруденения западного склона Южного Урала. Рассмотрены геохимический состав и золотоносность главных типов осадочных пород — терригенно-карбонатных, углеродистых, сульфидизированных терригенных образований, конгломератов. Выявлен новый нетрадиционный для рассматриваемого региона тип золоторудной минерализации, приуроченный к дислоцированным кварцсульфидно-углеродистым образованиям. На основе установленных типоморфных особенностей золоторудной минерализации впервые проведена классификация рудных объектов в соответствии с существующими геолого-промышленными типами.

Разработана качественная модель гидротермально-метаморфогенного золотообразования, предполагающая неоднократную экстракцию золота из вмещающих пород в ходе литогенеза и последующего дислокационного приразломного метаморфизма в связи с рифейско-вендской тектоно-метасоматической активизацией [Рыкус, Сначёв, 1999].

Описанию геологии (стратиграфии, тектоники, петрологии, палеогеодинамики, металлогении) Арамильско-Сухтелинской зоны Южного Урала посвящена монография А.В. Сначёва с соавторами [2006].

Главной целью данной работы является разработка представлений о современном строении Арамильско-Сухтелинской зоны, реконструкция палеогеодинамических условий её формирования. Показано, что рассматриваемая территория по своей истории развития наиболее близка Магнитогорскому мегантиклинорию, восточным флангом которого она является. В результате рассмотрения петрогеохимических особенностей кремнисто-углеродистых отложений Арамильско-Сухтелинской зоны сделан вывод, что они относятся к кремнисто-углеродистой формации и характеризуются очень незначительной примесью терригенного и карбонатного материала, что указывает на их накопление

в пределах глубоководного открытого морского бассейна. Максимальная его глубина отмечена в осевой части, минимальная — в восточной.

Особое внимание уделено обрамлению Ларинского купола, в значительной мере представленному углеродистыми отложениями, насыщенными магматическими породами различного состава и подвергшимися умеренному метаморфизму. При проведении поисковых работ на благородно-

и редкометальное оруденение отмечена крупная комплексная аномалия серебра, цинка, меди, вольфрама, мышьяка и молибдена. Широкое развитие бурожелезняковых образований, связанных с породами булатовской толщи и содержащих повышенные содержания золота (до 4,9 г/т), и наличие россыпного золота делает этот узел весьма перспективным на выявление редкометального оруденения и коренного золота.

ГЛАВА 2. БАШКИРСКИЙ МЕГАНТИКЛИНОРИЙ

2.1. Углеродистые отложения северной части Маярдакского и Ямантауского антиклинориев

2.1.1. Геология углеродистых отложений

В пределах северной части Маярдакского и Ямантауского антиклинориев широко развиты рифейские черносланцевые отложения с мощными положительными аномалиями золота и ряда других элементов. В составе рифейских седиментационных комплексов Башкирского мегантиклинория можно выделить по меньшей мере пять уровней распространения разновозрастных горизонтов углеродистых отложений, содержащих небольшие коренные проявления золота, либо его аномально высокие геохимические концентрации (рис. 2.1, 2.2).

В 2005–2009 гг. в пределах северной половины Маярдакского и Ямантауского антиклинориев нами изучены углеродистые отложения, известные в юшинской, машакской, зигальгинской и зигазино-комаровской свитах [Сначёв, 2008; Сначёв и др., 2010; Сначёв, Пучков, 2010].

Юшинская свита, в состав которой входит кызылташская толща, представлена переслаиванием серицито-глинистых и углеродисто-глинистых сланцев с алевролитами, песчаниками и доломитами, завершающими раннерифейский седиментационный цикл и обнажающимися на водоразделе рр. Бол. и Мал. Казавда, а также на хребте Башкирский Маярдак.

Образования машакской свиты и разновозрастных ей аюсапканской и белетарской толщ начинают разрез среднерифейского седиментационного цикла с характерным набором типичных грабеновых отложений — основных и кислых эффузивов, конгломератов, гравелитов, песчаников и алевролитов с пачками и горизонтами углеродисто-глинистых сланцев. Последние прослежены нами в пределах хребтов Юша, Машак, Башкирский Маярдак, на водоразделе рр. Большая и Малая Казавда, на г. Широкая, по рекам Бол. Инзер, Мал. Кузьелга, Мал. Катав. С углеродистыми отложениями аюсапканской толщи почти повсеместно ассоциируют многочисленные тела амфиболитов (амфиболизированных

диабазов). Наличие последних можно рассматривать как благоприятный фактор для концентрации первично рассеянного рудного вещества.

В составе зигальгинской свиты углеродистые сланцы (алевритовые и алевропелитовые) залегают в виде выдержанного горизонта, разделяющего кварциты (кварцито-песчаники). Данная пачка нами наблюдалась на многих пересечениях: на хр. Маярдак, на хр. Ерикташ вблизи г. Каменная Баба, на хребте с отм. 1083 м (западнее хребта Инзерские Зубчатки). Вдоль водораздельной части хр. Машак горизонт углеродистых алевролитов прослеживается от г. Кобея до г. Широкая, и далее их выходы возобновляются вдоль западного склона хребта южнее отм. 1217,3 м. По-видимому, к этому же стратиграфическому уровню относятся интенсивно смятые углеродистые сланцы, обнажающиеся по левому и правому борту долины р. Бол. Инзер. В обнажениях левого борта долины р. Бол. Инзер они ассоциируют с базальтами, а в некоторых интерпретациях — с субвулканическими телами амфиболизированных диабазов (так называемый “нерасчленённый машак”).

В большинстве случаев породы данной толщи представлены тёмно-серыми до чёрных алевролитами с переменными содержаниями кварца и углеродисто-глинистого вещества, от чего зависит их текстура — массивная или сланцеватая. Сульфидная минерализация в этих породах нами отмечалась крайне редко. Вместе с тем на г. Широкая (хр. Машак) и ряде других мест углеродистые отложения несут повышенные концентрации магнетита.

Наиболее широким распространением углеродистые сланцы пользуются в составе зигазино-комаровской свиты. Пройденные маршруты на площадях развития данных толщ показали, что они сложены в переменных соотношениях хлорит-серицит-кварцевыми, слюдисто-кварцевыми, слюдисто-полевошпат-кварцевыми сланцами, кварцевыми алевролитами и песчаниками, в той или иной степени обогащёнными углеродистым веществом. Почти повсеместно они граничат с кварцитами зигальгинской свиты, которые здесь чаще всего представлены сланцеватыми ожелезненными разновидностями красноватых тонов.

Нами был описан разрез зигазино-комаровской свиты среднего рифея, расположенный на левом берегу р. Нуры (лист N-40-69-г) в 750 м юго-

западнее (аз. 215°) вершины с отм. 758,9 м, между пос. Отнурок-1 и лесхоз Белорецкий. Документация разреза производится с запада на восток, начиная от моста через р. Нура. Общая протяжённость разреза составляет 1582 м (рис. 2.3).

Слой 3

Инт. 0–28 м — сланцы слюдисто-кварцевые, серого, светло-серого цвета, структура blastsammitovaya. Состав: серицит-мусковитовая слюда — около 30%; кварц — округлые зёрна серого цвета, — около 70%. Азимут падения 315° ∠ 30°. Сланцы разбиты трещинами скальвания: Аз. пад. 340° ∠ 70° (3 шт./п. м); Аз. пад. 170° ∠ 65° (4 шт./п. м).

Слой 2

Инт. 28–42 м — переслаивание кварцевых песчаников и графитистых мусковит-кварцевых сланцев. Песчаники светло-серого цвета, мелкозернистые, с чешуйками мусковитовой слюды, цементирующей кварцевые зёрна (слюды не более 5%). Участками они имеют кварцито-видный облик. Образуют прослои мощностью до 5–7 см, неравномерно чередующиеся со сланцами. По трещинам напластования отмечается слабая минерализация. В песчаниках присутствуют очень мелкие (доли мм) многочисленные пустоты выщелачивания по пириту, иногда можно наблюдать вкрапленность окисленных кубических кристаллов пирита.

Графитистые мусковит-кварцевые blastsammitovye сланцы тёмно-серого цвета образуют прослои мощностью от 3–5 мм до 15–20 см. Количественно они преобладают над песчаниками и в отличие от последних не содержат сульфидной минерализации.

Слой 1

Инт. 42–112 м — известковистые мусковит-кварцевые сланцы blastsammitovaya структуры, серого, светло-серого цвета. Состав: мусковит — 15%, кварц — 70–75%, карбонатное вещество — 10–15%. В составе сланцев иногда отмечаются небольшие количества графитистого материала.

Породы смяты в антиклинальную складку с пологим падением крыльев: западное — аз. пад. 330° ∠ 30°, восточное — аз. пад. 55° ∠ 25°. В замке складки (инт. 85 м) отмечается интенсивное гофрирование сланцев и наличие коротких прожилков метаморфогенного крупнокристаллического кальцита. По всему интервалу породы неравномерно, иногда интенсивно (инт. 42–80 м) пиритизированы. Основные системы трещин: аз. пад. 240° ∠ 70° (4 шт./п. м); аз. пад. 65° ∠ 50° (5 шт./п. м).

Инт. 106–112 м — задерновано.

Слой 2

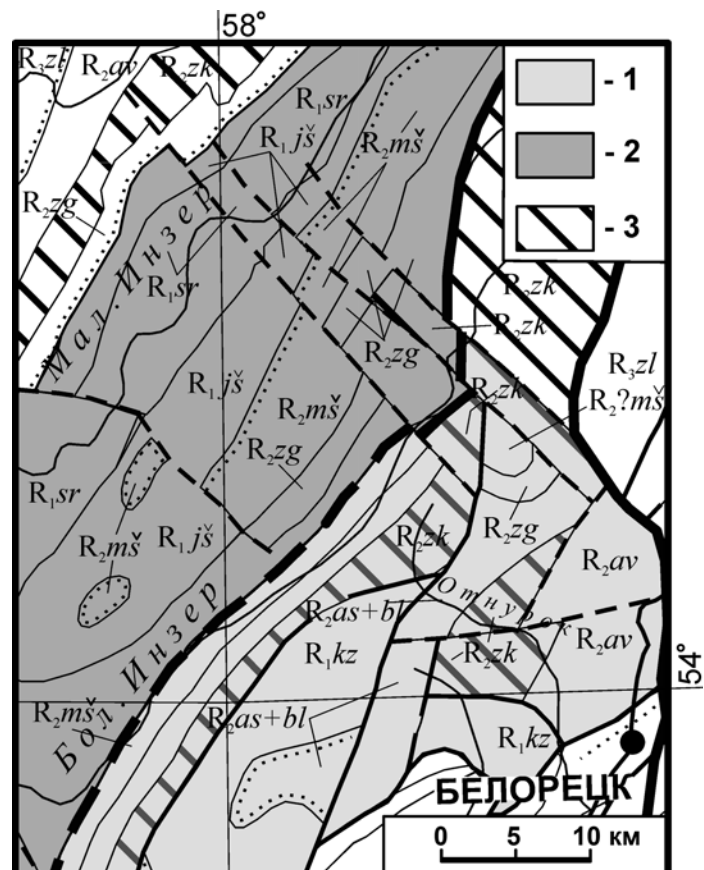
Инт. 112–173 м — переслаивание кварцевых песчаников и мусковит-кварцевых сланцев. Песчаники светло-серые, мелко-среднезернистые, на отдельных участках кварцито-видные. Образуют прослои мощностью около 1,5–2,0 см, ритмично чередующиеся с мусковит-кварцевыми сланцами. Последние преобладают в разрезе; в их составе, в отличие от инт. 28–42 м графитистый материал отсутствует, а доля мусковита несколько уменьшается.

Породы смяты в систему синклинальных и антиклинальных складок с пологим падением крыльев, частыми флексурными изгибами, пloyчатостью и разлинзованием песчаников. В ядрах складок отмечается развитие будинаж-структур в прослоях кварцито-песчаников. Основные системы трещин: аз. пад. 65° ∠ 60° (3 шт./п. м); аз. пад. 150° ∠ 70° (4 шт./п. м).

Инт. 127–135 м — задернован.

Рис. 2.1. Схематическая геологическая карта района работ [Геологическая..., 2002], с упрощениями авторов

Условные обозначения: 1 — Маярдакский антиклинорий, 2 — Ямантауский антиклинорий, 3 — область распространения зигазино-комаровской свиты. **Свиты:** RF₁sr — суранская — доломиты и известняки, сланцы углеродисто-глинистые, прослои алевролитов и песчаников кварцевых и полевошпат-кварцевых; RF₁js — юшинская — песчаники и алевролиты кварцевые и полевошпат-кварцевые, сланцы глинистые и углеродисто-глинистые, прослои доломитов, известняков и сидеритов; RF₁kz — кзылташская — сланцы двуслюдяно-плагиоклаз-кварцевые и мусковит-кварцевые, часто графитистые, мраморизованные известняки, доломиты и магнетиты; RF₂ms — машакская — метабазалты, риолиты, их туфы и туфобрекчии, полимиктовые песчаники и алевролиты, конгломераты, сланцы углеродисто-глинистые; RF₂as+bl — аюсакпанская (кварциты, сланцы мусковит-кварцевые иногда графитистые, прослои конгломератов) и белтарская (метавулканиды основного состава, сланцы мусковит-графит-кварцевые и мусковит-хлорит-кварцевые, прослои кварцитов) свиты объединённые; RF₂zg — зигальгинская — песчаники кварцевые, реже алевролиты и сланцы глинистые, часто углеродсодержащие; RF₂zk — зигазино-комаровская — кварцевые и полевошпат-кварцевые алевролиты и песчаники, сланцы глинистые, большей частью углеродсодержащие с микрофоссилиями, единичные прослои доломитов; RF₂av — авзянская — доломиты и известняки со строматолитами, кварцевые алевролиты и песчаники, сланцы глинистые и углеродисто-глинистые; RF₂zl — зильмердакская — песчаники и алевролиты полевошпат-кварцевые, аркозовые, субаркозовые, полимиктовые и кварцевые, сланцы глинистые с микрофоссилиями, прослои конгломератов, гравелитов и доломитов со строматолитами



Индекс		Колонка		Мощность в м		Свита		Характеристика подразделений	
I	II	I	II	I	II	I	II	I	II
R _{3zl}				900-2250	850-1900	Зильмердакская		Сланцы кварц-серицит-хлоритовые, углисто-кварцевые, алевролиты филлитизированные, прослои кварцитовидных песчаников и мраморизованных известняков. В низах - аркозовые кварцитопесчаники и кварциты слюдястые, прослои мусковит-кварцевых сланцев, метагравелитов и метаконгломератов.	
R _{3av}				990-2480	300-700	Авзянская		Алевролиты филлитизированные, микросланцы, сланцы серицит-хлорит-кварцевые, углисто-хлоритовые, прослои песчаников филлитизированных. Доломиты и доломитизированные известняки с прослоями кварцитопесчаников	Сланцы двуслюдяно-полевошлат-кварцевые, мусковит-кварцевые, иногда графитистые, доломиты, мраморы, прослои кварцитов.
R _{3zk}				480-1750	480-600	Зигазино-комаровская		Алевролиты и песчаники филлитизированные, серицит-хлорит-кварцевые сланцы, иногда углистые, сланцы графит-кварцевые, хлоритоидные, прослои кварцитопесчаников и графитистых кварцитов.	Сланцы двуслюдяно-полевошлат-кварцевые, мусковит-полевошлат-кварцевые, часто карбонатные и графитистые, хлоритоид-мусковит-кварцевые. Прослои кварцитов, доломитов, мраморов.
R _{3zg}				250-1200	250-350	Зигальгинская		Кварцитопесчаники, кварциты, в верхах - прослои конгломератов филлитизированных. Филлиты, углистые, графит-хлоритоид-сланцисто-кварцевые сланцы.	Кварциты, часто мусковитсодержащие. Сланцы графит-мусковит-кварцевые, графитсодержащие.
R _{2ms}				1830-4280	150-300	Белетарская		Сланцы хлоритоидно-кварцевые, иногда углистые, амфиболиты апобазальтовые, прослои графитистых кварцитов.	
R _{2as}				100-600		Машакская		МетатUFFы основного и кислого состава, Сланцы углисто-хлорит-кварцевые, песчаники кварцевые и конгломераты филлитизированные. Песчаники кварцевые и полимиктовые	Сланцы мусковит-хлорит-кварцевые, кварциты слюдястые, иногда хлоритоидсодержащие серицит-хлорит-кварцевые сланцы, метаконгломераты.
R _{1j}				1150-1350		Юшинская		Филлитизированные микросланцы и алевролиты с примесью углеродистого вещества, с прослоями кварцитовидных песчаников,	
R _{1sr}				500-650		Суранская		Доломиты, доломитизированные известняки. Филлитизированные микросланцы, часто алевролитистые с примесью углеродистого вещества.	
R _{1kz}				800-1200		Кызылташская		Сланцы мусковит-кварцевые, плагиоклаз-мусковит-кварцевые часто графитсодержащие; графитистые кварциты. Мраморы, кальцитовые иногда доломитовые.	

Рис. 2.2. Стратиграфические колонки для рифейских отложений Ямантауского (I) и Маярдакского антиклинориев (II), по В.М. Мосейчуку и др. [2008ф]

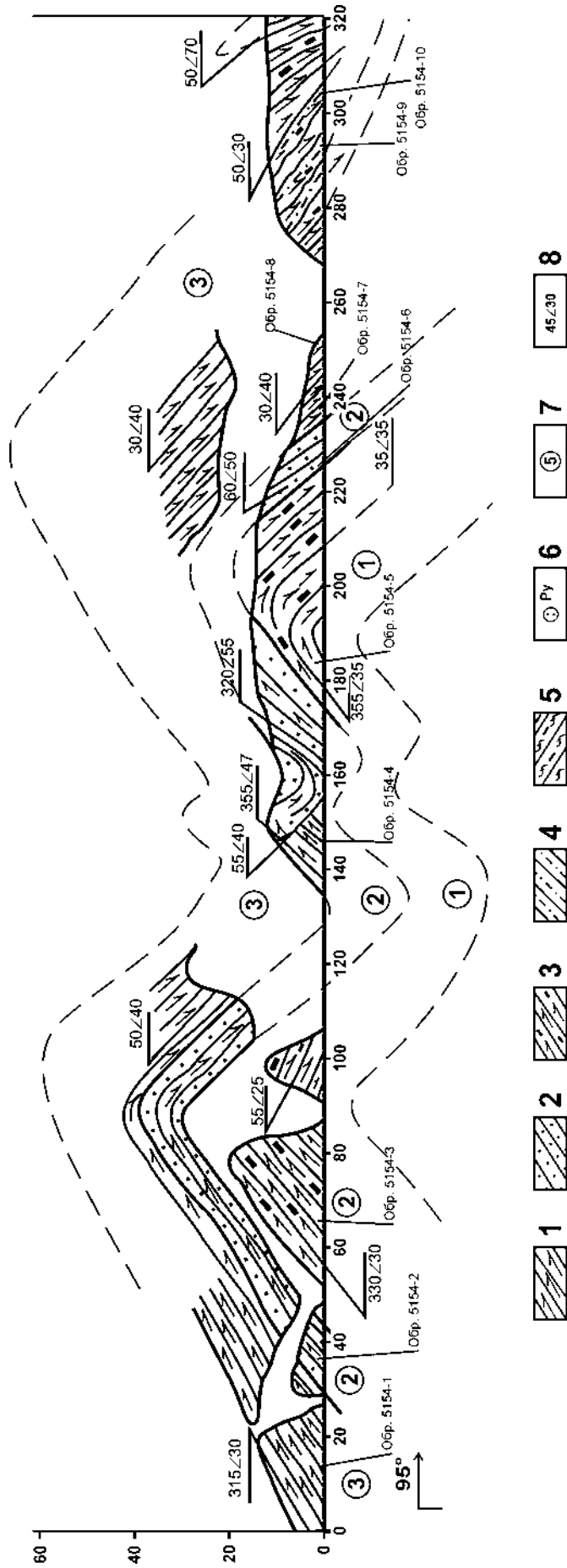


Рис. 2.3. Разрез зигзаго-комаровской свиты среднего рифея, расположенный на левом берегу р. Нуры (окончание на следующих страницах)

Условные обозначения: 1 — мусковит-кварцевый сланец, 2 — песчаник, 3 — алевролит-кварцевый сланец известковистый, 4 — алевролит-кварцевый сланец, 5 — углеродисто-кварцевый сланец, 6 — вкрапленность пирита, 7 — слой и его номер, 8 — элементы залегания

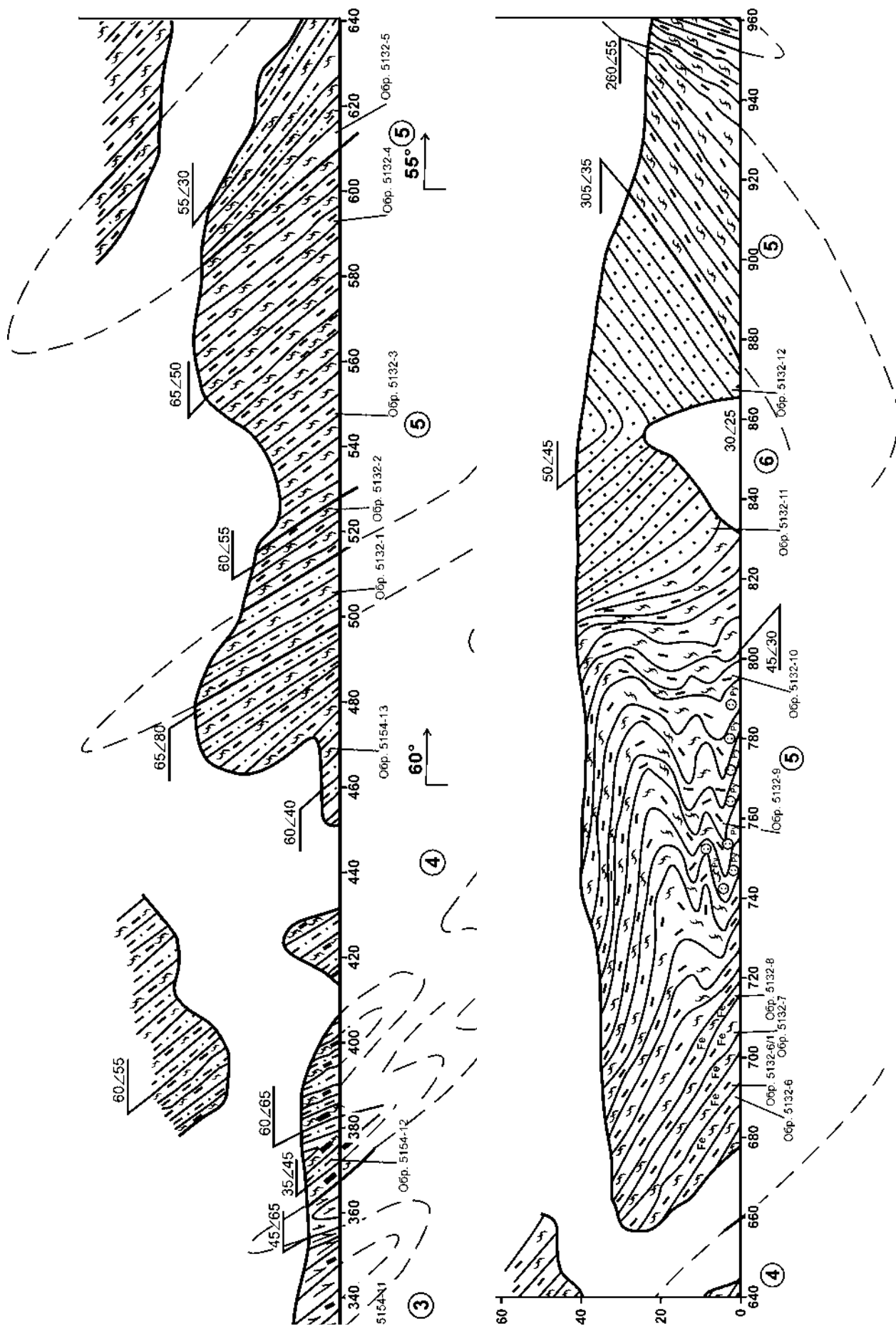


Рис. 2.3 (продолжение)

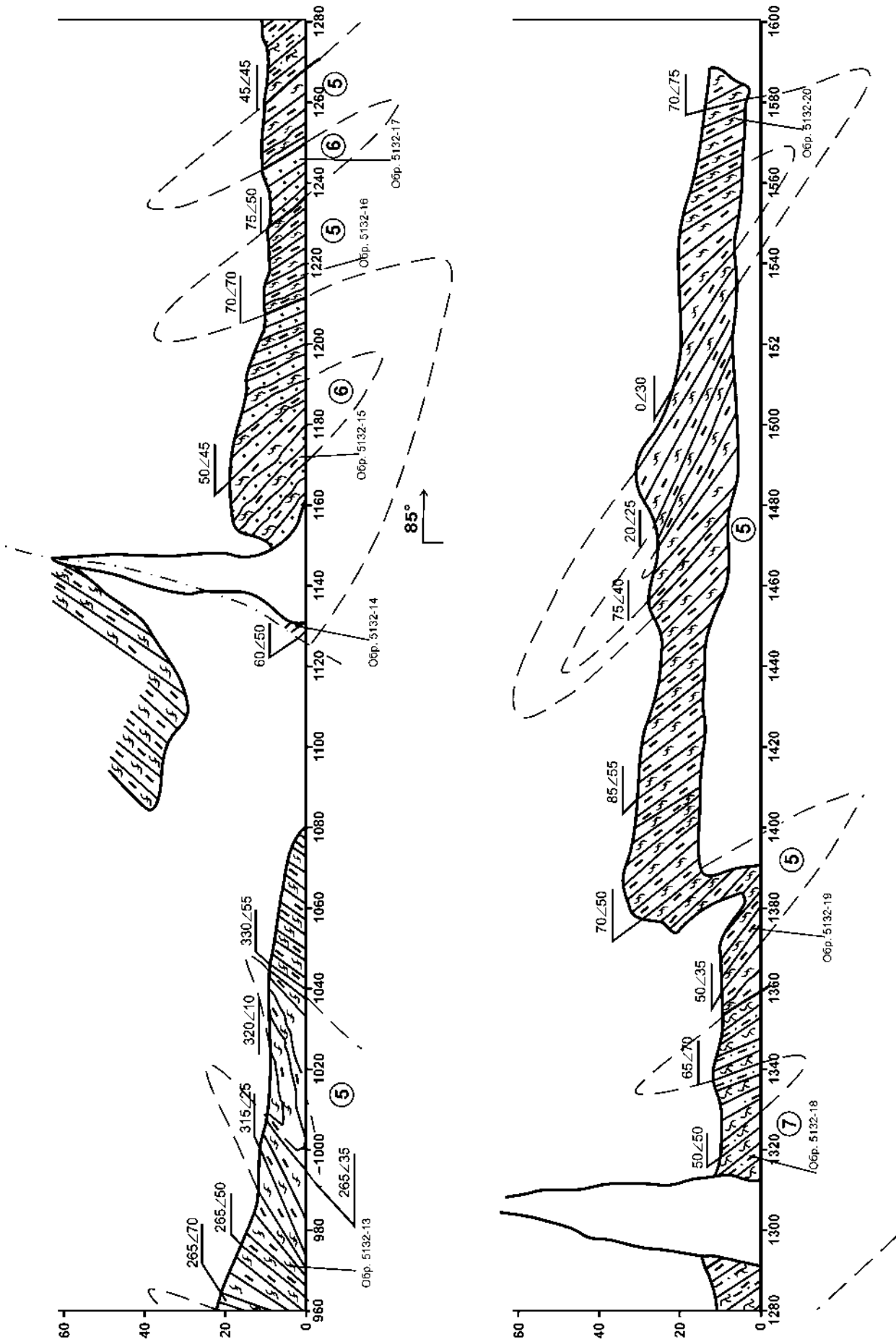


Рис. 2.3 (окончание)

Слой 1

Инт. 173–225 м — слабоизвестковистые графитосодержащие мусковит-кварцевые сланцы бластопсаммитовой структуры. Цвет серый. Состав: мусковит — 20%, кварц — 70–75%, карбонатное вещество — 5–10%. Графитистое вещество присутствует в виде цемента, обволакивающего кварцевые зёрна, реже отмечаются обособленные прослои мощностью от 1 до 5 мм. Породы смяты в симметричную антиклинальную складку, часто разлинзованы с интенсивным развитием плейчатости и послынного кливажа.

Слой 2

Инт. 225–235 м — песчаники с тонкими прослоями графитистых сланцев. Песчаники кварцевые, светло-серые, массивные, мелкозернистые, с хорошо выраженной разномасштабной (от тонкой до грубой) плитчатой отдельностью. Цемент углеродисто-серицитовый с примесью лимонита. Последний часто встречается вдоль трещин отдельности. Здесь же отмечаются натёчные (экзогенные) образования карбонатного материала (возможно, песчаники известковистые). Графитистые мусковит-кварцевые сланцы образуют нитевидные прослои в песчаниках и резко подчинены последним. Аз. пад. $60^\circ \angle 50^\circ$. Основные системы трещин: аз. пад. $245^\circ \angle 55^\circ$ (2–3 шт./п. м).

Слой 3

Инт. 235–367 м — мусковит-кварцевые бластопсаммитовые сланцы светло-серого цвета. Состав: мусковит — 10–15%, кварц — 85–90%. Аз. пад. $30^\circ \angle 40^\circ$.

С инт. 253 м — известковистые мусковит-кварцевые сланцы с редкими прослоями кварцевых алевролитов. Судя по характеру выветривания, известковистый материал распределён неравномерно, его содержание варьирует от 2–3% до 10%. Алевролиты тёмно-серого цвета (возможно присутствие незначительной примеси углеродистого материала), преимущественно массивные, образуют прослои мощностью от 5 до 50 см. В их составе также отмечен известковистый материал.

В инт. 295 м — зона смятия в мусковит-кварцевых сланцах с прослоями кварцевых углеродистых алевролитов. Отмечается интенсивное ожелезнение (лимонитизация) в сланцах и алевролитах.

В инт. 307–320 м — те же мусковит-кварцевые сланцы с прослоями алевролитов и многочисленными кавернами выщелачивания, что указывает на повышенную известковистость пород в данном интервале.

В инт. 320–330 м — зона смятия в мусковит-кварцевых сланцах с прослоями углеродистых кварцевых алевролитов. Характерная особенность — наличие крупных будин (0,7–1,5 м) тёмно-серого кварца, облекаемых сильно перемятыми мусковит-кварцевыми сланцами и углеродистыми алевролитами. В породах встречаются обильные пустоты выщелачивания по пириту, реже — включения кубических кристаллов окисленного пирита. Присутствуют редкие прожилки кварца.

Судя по изменениям углов наклона и азимутов падения, слой № 3 в данном интервале (235–367 м) представлен системой чередующихся складок с разноориентированными системами трещин.

Слой 4

Инт. 367–515 м — переслаивание углеродисто-кварцевых сланцев и малоуглеродистых алевролитов.

В инт. 367–381 м — углеродисто-кварцевые сланцы преобладают. Они имеют северо-восточное падение (аз. $35^\circ \angle 45^\circ$) и представлены тонкоплитчатыми тёмно-серыми до чёрных породами с пустотами выщелачивания по

пириту, заполненными лимонитом. Алевролиты тёмно-серого цвета с незначительной примесью углеродистого материала образуют прослои мощностью до 0,5–0,7 м. Отмечается слабая лимонитизация. Преобладают системы трещин: аз. пад. $290^\circ \angle 40^\circ$ (4 шт./п. м); аз. пад. $110^\circ \angle 70^\circ$ (3 шт./п. м).

В инт. 381–400 м — преимущественно углеродисто-кварцевые алевролиты с подчинёнными прослоями углеродисто-кварцевых сланцев. Залегание пород становится более крутым: аз. пад. $60^\circ \angle 65^\circ$. Отмечаются многочисленные пустоты выщелачивания по пириту.

Инт. 400–429 м — преимущественно углеродисто-кварцевые сланцы с редкими прослоями углеродисто-кварцевых алевролитов. Породы интенсивно гофрированы, с многочисленными флексурными изгибами и микроскладчатостью. По всему интервалу отмечается лимонитизация.

В инт. 429–455 м — ритмичное переслаивание малоуглеродистых кварцевых алевролитов (преобладают) и углеродисто-кварцевых сланцев. Алевролиты серого, тёмно-серого цвета, массивные, образуют прослои мощностью 1–1,5 м. У контакта с углеродисто-кварцевыми сланцами в алевролитах отмечается повышенное количество пустот выщелачивания по пириту, заполненных лимонитовыми охрами. Углеродисто-кварцевые сланцы слагают очень тонкие (1–5 мм) прослои с многочисленными пустотами выщелачивания по пириту, изредка отмечается вкрапленность мелких окисленных кристалликов пирита.

В инт. 455–466 м — известковые углеродисто-кварцевые сланцы интенсивно гофрированные. Аз. пад. $60^\circ \angle 40^\circ$. Доминирующие системы трещин: аз. пад. $280^\circ \angle 50^\circ$ (7–8 шт./п. м).

Инт. 466–497 м — переслаивание кварцевых алевролитов (доминируют) и углеродисто-кварцевых сланцев, аналогичных представленным в интервале 429–455 м.

Инт. 497–515 м — переслаивание углеродисто-кварцевых сланцев (преобладают) и кварцевых алевролитов. Последние образуют прослои мощностью 10–15 см. Отмечается интенсивная лимонитизация по всему интервалу. Сланцы и алевролиты гофрированы с многочисленными флексурными изгибами слойков. Аз. пад. $65^\circ \angle 60^\circ$.

Слой 5

Инт. 515–610 м — углеродисто-кварцевые сланцы. В начале интервала (515–525 м) в составе сланцев присутствует мусковитовая слюда — 10–15%. Породы тонкоплитчатые, тёмно-серого цвета.

С инт. 525 м — постепенный переход к углеродисто-кварцевым сланцам, иногда содержащим акцессорную примесь мусковита. Характерная особенность сланцев — наличие тонкой вкрапленности кубических кристаллов пирита (2–4 мм), часто окисленных. Отмечается незначительное прожилковое и линзовидное окварцевание. Аз. пад. $65^\circ \angle 50^\circ$ – 60° ; преобладают трещины скола: аз. пад. $255^\circ \angle 50^\circ$ (4 шт./п. м).

Слой 6

Инт. 610–660 м — углеродисто-кварцевые сланцы с редкими маломощными (5–10 см) прослоями кварцевых алевролитов. Состав пород типичен для слоя 4, описанного в инт. 367–515 м. Отмечается приуроченность мелкой вкрапленности окисленного пирита (и пустот выщелачивания) к прослоям кварцевых алевролитов. Аз. пад. $55^\circ \angle 30^\circ$.

Слой 5

Инт. 660–835 м — углеродисто-кварцевые сланцы тёмно-серого до чёрного цвета, тонкоплитчатые, слабо мусковитизированные по плоскостям рассланцевания.

В инт. 660–710 м — сланцы залегают моноклинально с падением на северо-восток ($55^\circ \angle 30^\circ$). Для них характерна интенсивная лимонитизация как по плоскостям трещин, так и по всему объёму пород. Часто присутствуют разрозненные крупные (до 1 см) пустоты выщелачивания с квадратным сечением (по пириту), значительно реже можно наблюдать вкрапленность окисленных кристаллов пирита, или гнездовые обособления бурых железняков (размером до 5–7 см).

В инт. 710–835 м — зона смятия в углеродисто-кварцевых сланцах. Представлена серией опрокинутых и лежащих складок, осложнённых более мелкими флексурными изгибами, пloyчатостью и микроскладками. Широко проявлен послыйный кливаж. Характерная особенность — интенсивное ожелезнение (лимонитизация) пород и обилие пустот выщелачивания по пириту. Эпизодически встречается гнездовое и прожилковое окварцевание.

В инт. 762–780 м — углеродисто-кварцевые сланцы содержат обильную сульфидную (пирит) минерализацию, приуроченную к пологопадающему ($\angle 15^\circ$) в восточном направлении крылу складки. По простираению пиритизированные сланцы прослежены на 18 м, мощность сульфидизированной зоны составляет 2,5 м. Сульфидная минерализация образует послыйную вкрапленность, линзовидные объединения, сплошные прожилковидные выделения мощностью до 1 см. Пирит представлен кубическими кристаллами размером 1–5 мм, их агрегатными сростаниями или сплошными массами. Среднее содержание сульфидов 5–7%, на отдельных интервалах до 10–12%.

В инт. 780–835 м — те же углеродисто-кварцевые сланцы с очень бедной вкрапленностью мелких кристалликов пирита. В этом интервале интенсивность деформаций в сланцах заметно снижается.

Слой 6

Инт. 835–875 м — известковистые полевошпат-кварцевые песчаники светло-серого цвета, среднезернистые, массивные с хорошо проявленной тонкой и средней плитчатой отдельностью. Отмечается слабое и неравномерное ожелезнение (лимонитизация) пород. Песчаники смяты в антиклинальную складку: аз. пад. западного крыла $50^\circ \angle 45^\circ$, восточного — $305^\circ \angle 35^\circ$. Основная система трещин: аз. пад. $290^\circ \angle 40^\circ$ (4–5 шт./п. м).

Слой 5

Инт. 875–1125 м — углеродисто-кварцевые сланцы тёмно-серого, чёрного цвета, неравномерно ожелезненные (лимонитизация), с пустотами выщелачивания по пириту. По всему интервалу сланцы интенсивно деформированы и собраны в серию небольших складок. Особенно интенсивные деформации проявлены в инт. 1000–1020 м, где в углеродистых сланцах можно наблюдать разлинзование (микробудинаж) и пloyчатость. Здесь же отмечается вкрапленность одиночных кристаллов пирита.

В инт. 1040 м — в углеродисто-кварцевых сланцах отмечаются редкие линзовидные прослойки кварцевого алевролита.

Основные системы трещин: инт. 890 м — аз. пад. $50^\circ \angle 60^\circ$ (10 шт./п. м); инт. 919 м — аз. пад. $25^\circ \angle 35^\circ$ (8 шт./п. м).

Слой 6

Инт. 1125–1210 м — известковистые полевошпат-кварцевые песчаники с редкими прослоями углеродисто-кварцевых сланцев. Песчаники светло-серые, мелкозернистые, массивные. Образуют прослойки мощностью 30–40 см, разделённые более тонкими (5–10 см) прослоями углеродисто-кварцевых сланцев. В инт. 1160–1180 м породы интенсивно деформированы с широким развитием микроскладчатости и будинаж-структур. Здесь же отмечается слабая пиритизация пород.

Слой 5

Инт. 1210–1235 м — углеродисто-кварцевые сланцы тёмно-серого до чёрного цвета, аналогичные описанным в инт. 875–1125 м. Сульфидная минерализация отсутствует.

Слой 6

Инт. 1235–1247 м — полевошпат-кварцевые песчаники, светло-серого цвета, массивные, мелкозернистые, аналогичные породам инт. 1125–1210 м.

Слой 5

Инт. 1247–1267 м — углеродисто-кварцевые сланцы, аналогичные вышеописанным в инт. 875–1125 м.

Слой 7

Инт. 1267–1357 м — углеродисто-мусковит-кварцевые бластоосаммитовые сланцы с редкими прослоями кварцевых алевролитов, постепенно переходящие (в инт. 1300 м) в мусковит-кварцевые сланцы с прослоями кварцевых алевролитов. С инт. 1310 м сланцы и алевролиты возможно известковистые, алевролиты количественно преобладают.

Слой 5

Инт. 1357–1582 м — углеродисто-кварцевые сланцы тёмно-серого, чёрного цвета, аналогичные отложениям инт. 875–1125 м. В инт. 1440 м в углеродистых сланцах отмечаются редкая сульфидизация и пустоты выщелачивания по пириту. В инт. 1449 м в сланцах встречаются тонкие прослойки и линзочки кварцевых алевролитов. Основные системы трещин: аз. пад. $85^\circ \angle 80^\circ$ (4 шт./п. м) — инт. 1400 м; аз. пад. $295^\circ \angle 85^\circ$ (2 шт./п. м).

2.1.2. Палеогеографические условия накопления углеродистых отложений

Известно, что углеродистые отложения являются весьма информативными породами, изучение которых может уточнить палеогеографические условия в период их формирования. С этой целью нами проведён силикатный анализ 31 пробы черносланцевых образований и на этой основе рассчитан ряд параметров, значения которых приведены в табл. 2.1. К сожалению, количество проб крайне неравномерно распределено по четырём свитам: 11 относятся к машакской свите, по 2 — к юшинской и зигазино-комаровской, 16 — к зигальгинской [Сначёв, 2008].

Имея дело с углеродистыми образованиями необходимо сразу остановиться на содержании в них органического углерода. Известно, что содержания $C_{орг}$, рассчитанные для различных типов осадочных пород, составляют [Вассоевич и др.,

Таблица 2.1
Результаты химического анализа и расчетные параметры углеродистых сланцев северной части Башкирского мегантиклинория

№ п/п	№ пробы	Свита, толща	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ППП	Сумма
1	7018	зигаз.-комар.	54,60	0,97	23,00	1,70	10,00	0,05	0,40	2,20	1,29	0,60	0,27	4,54	99,62
2	7127	зигаз.-комар.	66,00	0,86	14,90	1,79	3,80	0,02	0,20	3,40	1,39	1,26	0,05	7,16	100,83
3	5872	юшинская	56,86	0,76	20,00	4,56	4,00	0,02	2,10	2,80	1,05	3,33	0,19	3,68	99,45
4	5286	юшинская	60,25	0,76	22,70	2,40	2,04	0,01	0,18	0,60	1,79	6,05	0,16	2,76	99,70
5	7007	зигальгинская	57,60	1,65	21,70	1,30	5,77	0,01	0,28	3,20	0,60	4,00	0,16	3,96	99,63
6	5316	зигальгинская	56,58	1,39	22,20	1,00	7,10	0,02	0,10	1,40	1,57	3,75	0,12	5,20	100,43
7	5443	зигальгинская	60,45	0,85	20,00	1,00	7,90	0,05	0,20	3,00	1,29	1,39	0,12	4,00	100,25
8	5487-1	зигальгинская	57,50	0,86	16,70	2,70	5,40	0,02	0,28	8,00	1,15	2,00	0,18	4,98	99,77
9	5491-1	зигальгинская	56,80	1,30	21,70	2,11	5,44	0,03	0,28	3,20	0,57	3,75	0,05	4,12	99,35
10	7009	зигальгинская	57,00	1,30	21,10	5,20	4,83	0,01	0,10	2,60	1,49	1,68	0,12	5,00	100,45
11	7408	зигальгинская	54,68	1,70	21,30	1,00	5,75	0,04	0,10	2,00	2,16	6,05	0,05	4,78	99,81
12	5307	зигальгинская	60,30	0,86	22,10	3,20	3,08	0,01	0,10	0,80	1,39	4,38	0,05	3,36	99,61
13	5444	зигальгинская	63,60	1,45	16,60	1,10	5,60	0,02	0,20	3,00	1,35	3,35	0,05	3,66	99,98
14	5445	зигальгинская	66,22	0,76	16,66	1,60	5,75	0,02	0,28	2,20	0,57	1,59	0,05	3,86	99,50
15	7314-1	зигальгинская	66,00	1,30	20,00	2,40	1,72	0,01	0,10	0,60	1,00	4,10	0,05	3,11	100,39
16	7315	зигальгинская	54,25	1,57	21,30	4,30	7,50	0,08	0,10	2,00	1,29	2,21	0,13	5,18	99,95
17	7316-1	зигальгинская	58,40	1,40	21,30	3,13	7,54	0,08	0,10	2,00	1,00	0,50	0,12	4,10	99,68
18	7317	зигальгинская	57,10	0,70	19,00	6,83	5,38	0,02	0,10	2,10	1,39	2,01	0,12	5,24	99,99
19	7318	зигальгинская	57,70	0,76	20,80	3,02	3,59	0,02	0,10	3,40	1,00	3,05	0,04	7,02	100,50
20	7321	зигальгинская	60,60	0,76	15,80	3,60	1,80	0,02	0,10	3,00	0,50	3,25	0,12	5,32	99,45
21	5387-2	машакская	62,00	0,65	18,80	2,80	1,87	0,01	0,10	2,00	1,55	3,94	0,16	5,30	100,18
22	5393	машакская	57,10	0,43	13,30	1,00	1,07	0,05	5,11	5,00	1,85	4,00	0,16	9,88	99,95
23	7330-3	машакская	62,10	0,76	15,76	2,72	4,67	0,03	0,20	4,00	1,00	3,55	0,14	3,70	99,53
24	7065	машакская	52,80	0,43	18,20	6,66	4,09	0,04	0,20	5,20	1,35	5,00	0,11	5,28	99,36
25	5933	машакская	62,00	0,70	13,60	1,56	4,00	0,04	0,28	5,20	0,51	4,00	2,62	6,02	100,53
26	7204	машакская	82,10	0,42	7,26	0,80	2,87	0,01	0,60	1,60	1,30	0,50	0,04	1,94	100,00
27	7334	машакская	66,60	0,72	13,67	1,42	6,46	0,06	0,10	4,86	0,71	1,00	0,05	4,56	100,21
28	7334-1	машакская	69,50	0,72	9,90	1,80	4,67	0,04	0,10	4,00	0,60	4,10	0,14	4,24	100,53
29	7102	машакская	73,00	0,43	12,00	0,80	2,87	0,01	0,20	3,60	1,49	2,21	0,05	2,98	99,64
30	7301	машакская	72,80	0,70	12,62	0,80	3,38	0,01	0,10	2,00	1,06	2,25	0,05	3,68	99,80
31	5814-2	машакская	56,00	0,86	20,70	4,52	3,59	0,03	0,28	4,20	0,68	4,02	0,16	5,04	100,08

Таблица 2.1 (окончание)

№ п/п	№ пробы	A	S	C	A°	C°	FM*	ГМ	АМ	mFe/mMn	TM	SiO ₂ /Al ₂ O ₃	ЗМ	Привязка
1	7018	167,46	655,94	2,60	46,94	4,49	24,69	0,653	0,42	212,29	0,04	2,4	5,9	г. Маярдак (1066,0)
2	7127	53,10	935,13	3,60	50,20	11,46	19,51	0,323	0,23	227,09	0,06	4,4	2,1	г. Черная
3	5872	98,23	648,02	4,90	47,60	6,66	25,37	0,516	0,35	298,47	0,04	2,8	0,9	хр. Башкирский Маярдак
4	5286	122,64	773,97	0,78	70,15	1,85	14,28	0,463	0,38	307,74	0,03	2,7	0,9	р. Бол. Казавда
5	7007	107,69	700,14	3,48	55,19	8,14	18,69	0,528	0,38	626,65	0,08	2,7	4,4	г. Широкая
6	5316	134,07	725,17	1,50	55,64	3,51	20,55	0,560	0,39	372,23	0,06	2,5	7,1	г. Широкая
7	5443	111,31	774,63	3,20	48,78	7,32	22,20	0,492	0,33	164,67	0,04	3,0	7,9	хр. Машак сев., т. 1371,9
8	5487-1	-19,63	661,51	8,28	40,55	19,43	20,35	0,446	0,29	326,18	0,05	3,4	2,0	Аршинский, хр. Бехта
9	5491-1	112,16	688,47	3,48	53,87	7,94	19,44	0,538	0,38	210,03	0,06	2,6	2,6	г. Бол. Кумардак
10	7009	124,44	692,30	2,70	48,11	5,93	23,10	0,569	0,37	707,20	0,06	2,7	0,9	г. Широкая
11	7408	78,27	692,89	2,10	57,72	5,42	18,56	0,544	0,39	152,84	0,08	2,6	5,8	хр. Карагас
12	5307	138,79	779,49	0,90	62,15	2,25	17,94	0,485	0,37	445,82	0,04	2,7	1,0	г. Кобея
13	5444	54,00	862,50	3,20	50,00	9,04	20,78	0,389	0,26	300,50	0,09	3,8	5,1	хр. Машак сев., т. 1371,9
14	5445	102,54	922,61	2,48	49,23	6,50	22,55	0,374	0,25	319,00	0,05	4,0	3,6	хр. Машак сев. т. 1371,9
15	7314-1	129,36	898,95	0,70	69,11	2,07	14,58	0,385	0,30	276,19	0,07	3,3	0,7	хр. Капкалка
16	7315	136,19	664,25	2,10	45,32	4,26	25,32	0,639	0,39	116,31	0,07	2,5	1,7	хр. Капкалка
17	7316-1	158,88	738,38	2,10	47,61	4,47	24,07	0,571	0,36	110,31	0,07	2,7	2,4	хр. Капкалка
18	7317	111,01	719,40	2,20	41,65	4,60	26,98	0,559	0,33	416,92	0,04	3,0	0,8	хр. Капкалка
19	7318	101,53	721,70	3,50	55,44	9,06	17,88	0,488	0,36	244,05	0,04	2,8	1,2	хр. Капкалка
20	7321	65,81	865,97	3,10	53,20	10,10	18,52	0,362	0,26	168,69	0,05	3,8	0,5	хр. Капкалка
21	5387-2	87,27	843,84	2,10	62,17	6,61	15,77	0,389	0,30	308,75	0,03	3,3	0,7	Водораздел Бол. и Мал. Казавда
22	5393	-34,79	671,48	10,11	48,28	18,15	26,06	0,277	0,23	29,98	0,03	4,3	1,1	г. Сычина
23	7330-3	31,03	828,03	4,20	45,37	11,51	21,85	0,385	0,25	193,76	0,05	3,9	1,7	г. Каплак
24	7065	11,65	596,50	5,40	40,35	11,53	24,28	0,556	0,34	174,77	0,02	2,9	0,6	Водораздел р. Мал. и Бол. Кузьелга
25	5933	-10,58	835,31	5,48	45,03	17,22	19,34	0,320	0,22	115,92	0,05	4,6	2,6	г. Кусейматау
26	7204	16,83	1279,31	2,20	43,21	9,52	25,42	0,138	0,09	318,51	0,06	11,3	3,6	г. Куязы
27	7334	26,52	916,63	4,96	39,75	14,13	23,20	0,334	0,21	116,67	0,05	4,9	4,5	г. Каплак
28	7334-1	-28,68	1020,17	4,10	36,75	14,85	24,39	0,246	0,14	135,10	0,07	7,0	2,6	г. Каплак
29	7102	6,24	1058,94	3,80	51,86	15,56	16,72	0,221	0,16	318,51	0,04	6,1	3,6	г. Турнагаш
30	7301	49,24	1091,33	2,10	54,68	8,67	18,54	0,240	0,17	368,79	0,06	5,8	4,2	хр. Башкирский Маярдак
31	5814-2	78,41	651,51	4,48	50,00	10,14	20,27	0,530	0,37	184,91	0,04	2,7	0,8	Водораздел Бол. и Мал. Казавда

1973]: в эвапоритах — 0,1%, карбонатах — 0,2%, песчаниках — 0,2%, алевролитах — 0,45%, глинах — 0,9%. Так как средние значения $C_{орг}$ в современных морских отложениях меньше 1%, то это значение рекомендуется принимать как пограничное между углеродистыми и неуглеродистыми отложениями. Содержания от 1 до 3% считаются слабыми аномалиями, и от 3 до 10% отвечают резко аномальным условиям седиментации. Таким образом, выделяются три группы чёрных сланцев [Юдович, Кетрис, 1988]: низкоуглеродистые — 1–3%, углеродистые — 3–10%, высокоуглеродистые — >10% $C_{орг}$.

В углеродистых сланцах северной части Ямантауского и Маярдакского антиклинориев содержания органического углерода, судя по нашим данным (табл. 2.2) и данным М.В. Рыкуса [Рыкус и др., 1993], М.Т. Крупенина и др. [1993], составляют от 0,2 до 2,04%, что позволяет относить их к низкоуглеродистому типу. Повышенные значения параметра $C = CaO + MgO$ (1,5–5,5; среднее 3,42) для рассматриваемых углеродистых отложений, наличие известняков в разрезах свидетельствуют о достаточной мелководности бассейна осадконакопления.

Таблица 2.2
Содержания $C_{орг}$ в породах северной части Ямантауского и Маярдакского антиклинориев

№ п/п	№ образца	$C_{орг}$, %
1	7318	2,04
2	5872	1,34
3	7330	0,56
4	7007	0,48
5	7018	0,94

Примечание: анализы выполнены в АСИЦ ВИМС газометрическим методом.

Кларковые содержания фосфора, основанные на 15 тыс. анализах, приняты от 0,3 до 0,4% P_2O_5 [Холодов, 1973]. Учитывая это, Я.Э. Юдовичем и М.П. Кетрис [1994] были предложены следующие градации для данного элемента: 0,2–0,5 — геохимический фон; 0,5–0,7 — аномалии; 0,7–0,85 — сильные аномалии; >0,85 — рудогенные аномалии.

По результатам химического анализа, содержание пятиоксида фосфора в рассматриваемых отложениях ниже геохимического фона для данных пород, и только в одном образце (№ 5933, г. Кусеймантау) из машакской свиты оно в 3 раза превышает значение, установленное для рудогенных аномалий.

Для определения формационной принадлежности рифейских черносланцевых отложений использовалась диаграмма А–S–C, полученная на основе обобщения большого количества химических анализов пород углеродистых формаций [Горбачёв, Созинов, 1985]. Параметры $A = (Al_2O_3 - (CaO + K_2O + Na_2O)) \cdot 1000$ и $S = (SiO_2 - (Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO + CaO + MgO)) \cdot 1000$ выражены в молекулярных

количествах, параметр $C = (CaO + MgO)$ — в массовых долях оксидов (см. табл. 2.1; рис. 2.4).

На рисунке хорошо видно, что абсолютное большинство расчётных параметров рассматриваемых пород попадает в поле терригенно-углеродистой формации. Лишь единичные образцы машакской и зигальгинской свит находятся в поле кремнисто-углеродистой или карбонатно-углеродистой формаций, что в первом случае связано с увеличенными содержаниями в них кремнезёма (70–82%, против 50–60% у всех других) и во втором — с появлением значительной карбонатной составляющей ($CaO + MgO$ — 8,28% и 10,11%, при среднем значении — 3,01%) в разрезе толщ. Более низкие средние значения параметра А для машакской свиты (21,19) по сравнению с зигальгинской (102,90) и высокие — параметра S (890,28 и 756,77 соответственно) указывают на большую химическую зрелость и “чистоту” первых относительно вторых. Параметры А, S и C для пород зигазино-комаровской и юшинской свит на данной диаграмме больше тяготеют к достаточно компактному полю зигальгинской свиты.

Основную долю в терригенной примеси, рассчитанной по петрогенным окислам, занимает Al_2O_3 (до 80%), который имеет обратную корреляционную зависимость с параметром S (см. табл. 2.1). При анализе параметров S и Al_2O_3 интерес представляют не столько абсолютные значения, сколько их изменение с востока на запад и с севера на юг. Это даёт возможность оценить долю терригенной примеси в углеродистых сланцах по всей рассматриваемой площади (рис. 2.5).

Для углеродистых отложений машакской свиты мы видим плавное возрастание величины параметра S в юго-восточном направлении и уменьшение содержания Al_2O_3 , что указывает на расположение источника сноса терригенного и вулканогенного материала с северо-западной стороны. На это указывают и геологические данные. Так, в разрезах северо-западной части площади (обр. 7065, 5814-2) широко развиты грубообломочные породы, а в её южной части (обр. 7204) разрезы нацело сложены либо сланцами, либо базальтами.

Обратную картину распределения параметров S и Al_2O_3 мы наблюдаем для отложений зигальгинской свиты, здесь большие значения параметра S и меньшие для Al_2O_3 (следовательно, большая удалённость от источника сноса) отмечаются для разрезов в северо-западной части изучаемой площади, что указывает на изменение направления сноса терригенного и вулканогенного материала на противоположное.

Для интерпретации состава углеродистых отложений использовались стандартные петрохимические параметры (модули), рассчитываемые по силикатным анализам [Юдович, Кетрис, 1986].

Гидролизатный модуль — $GM = (TiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO + MnO) / SiO_2$, основанный на содер-

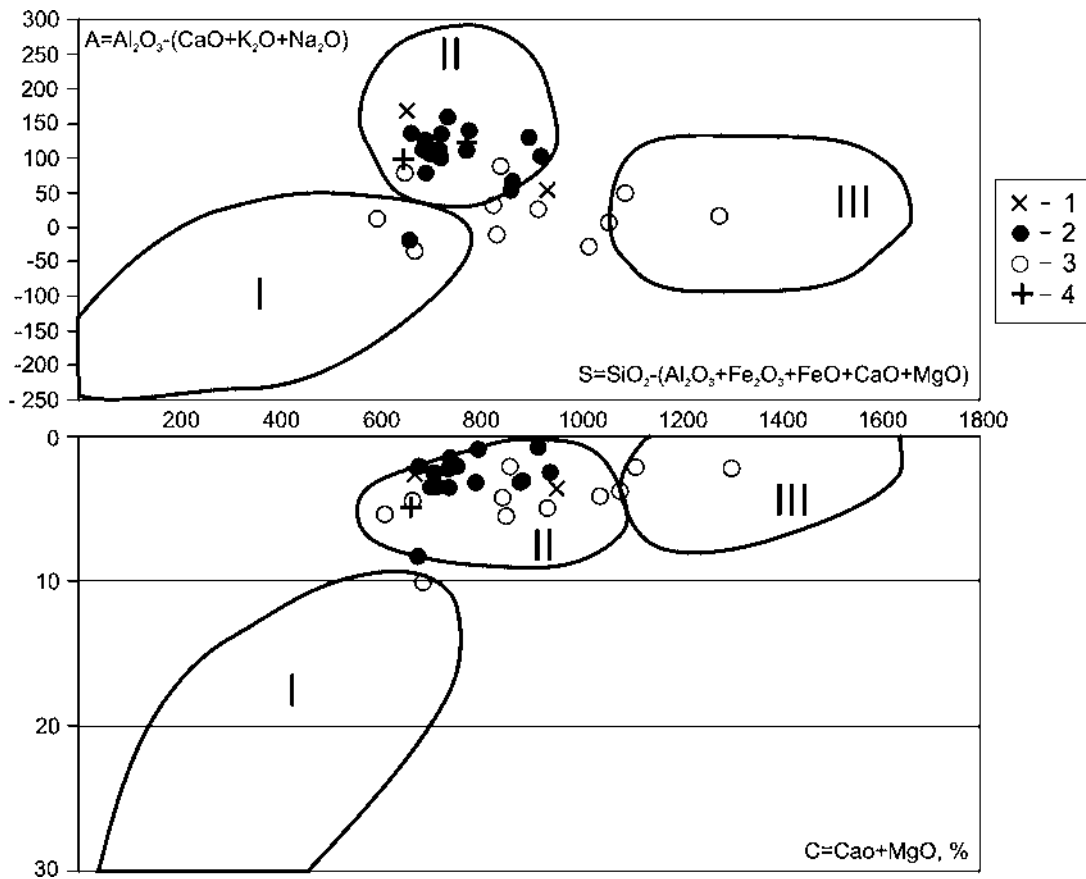


Рис. 2.4. Типизация углеродистых отложений северной части Башкирского мегантиклинория с помощью диаграммы О.В. Горбачёва, Н.А. Созинова [1985]

Условные обозначения. Поля формаций: I — карбонатно-углеродистая, II — терригенно-углеродистая, III — кремнисто-углеродистая. Свиты: 1 — зигазино-комаровская, 2 — зигальгинская, 3 — машакская, 4 — юшинская

жаниях пяти главных петрогенных оксидов, является универсальным для большинства терригенных и кремнистых пород.

Его значение отражает гидролиз — степень разделения кремнезёма и полуторных (труднорастворимых) окислов — Al_2O_3 , Fe_2O_3 и TiO_2 . Модуль даёт возможность разделить породы, содержащие либо продукты гидролиза (каолинит, оксиды алюминия, железа, марганца), либо кремнезём. Чем выше значение гидролизатного модуля, тем более сильное и глубокое выветривание претерпели исходные породы источников сноса, и чем ниже его значение, тем “чище” осадок от продуктов выветривания, т. е. выше зрелость породы.

Выделяется три типа осадочных пород. В тип гидролизаты ($ГМ > 0,55$) попадают образования кор выветривания и продукты их переотложения. К типу сиаллиты и сиферлиты ($ГМ = 0,30-0,55$) относится большинство глинистых пород, обломочные и вулканогенно-осадочные породы. Тип силиты ($ГМ < 0,30$) включает кремнистые аквагенные и существенно кварцевые петрогенные породы. Более детальное деление этого типа даёт три класса: миосилиты ($ГМ = 0,20-0,30$) — кремнисто-глинистые сланцы,

граувакки и аркозы; гипосилиты ($ГМ = 0,10-0,20$) — глинисто-кремнистые сланцы, олигомиктовые кварцевые песчаники и алевролиты; эвсилиты ($ГМ < 0,10$) — кремни, фтаниты, яшмы, мономиктовые песчаники и кварциты. При изучении кремнистых осадков необходимо выделение подкласса ультраэвсилитов с значениями $ГМ$ менее 0,05.

По значениям гидролизатного модуля 85% образцов рассматриваемых отложений относятся к сиаллитам (среднее значение $ГМ = 0,48$) и лишь 5 образцов из машакской свиты принадлежат к сиаллитам, классу миосилитов (среднее значение $ГМ = 0,22$). Для машакской свиты в целом характерны более низкие значения гидролизатного модуля по сравнению с остальными свитами. Так, его среднее значение для неё составляет 0,33, для зигальгинской — 0,50, юшинской — 0,49 и зигазино-комаровской — 0,49, что в очередной раз указывает на их относительно большую зрелость и, возможно, большую удалённость от источника привноса терригенного материала.

Алюмокремниевый модуль — $AM = Al_2O_3/SiO_2$ служит для разделения глинистых и песчаных пород, а также, как и гидролизатный, указывает на

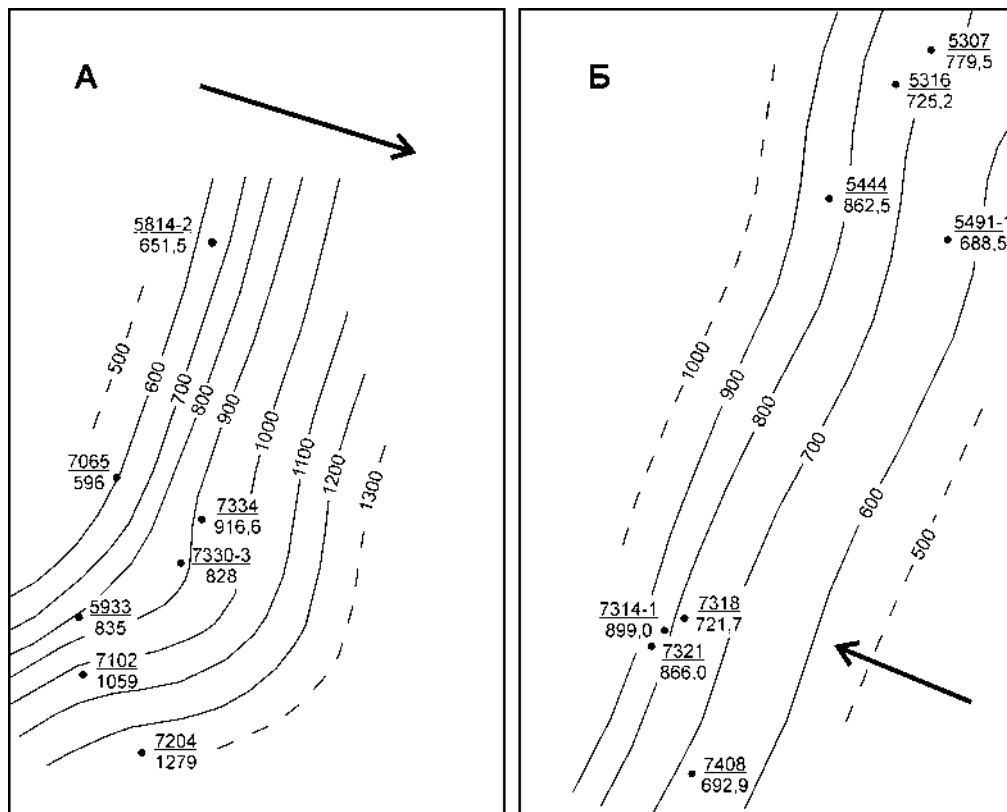


Рис. 2.5. Распределение параметра S в углеродистых отложениях машакской (А) и зигальгинской (Б) свит
В знаменателе — значение параметра S, в числителе — номер образца

степень химического выветривания. Соответственно значениям алюмокремниевого модуля терригенные и кремнистые породы делятся [Кетрис, 1976] на: < 0,25 — гипоглинозёмистые (< 0,10 — кремнистые породы, 0,10–0,25 — песчаники), 0,26–0,35 — нормоглинозёмистые (глинистые породы), > 0,35 — суперглинозёмистые (гидролизатные породы, связанные с корами выветривания).

В углеродистых отложениях рассматриваемых свит проявляются те же закономерности, что были выявлены по данным гидролизатного модуля. В отложениях машакской свиты среднее значение алюмокремниевого модуля составляет 0,23 (гипоглинозёмистые породы по предложенной классификации), а для остальных — 0,34 (нормоглинозёмистые).

Однако наиболее информативным является отношение гидролизатного и алюмокремниевого модулей (рис. 2.6). Для этих двух модулей типична положительная корреляция, нарушение которой указывает на наличие чуждых примесей в породе.

Рассматриваемые нами рифейские образования характеризуются повышенными значениями модулей АМ и ГМ, а также значительным отклонением от линии тренда АМ/ГМ = 1 в сторону гидролизатного модуля, что свидетельствует о привносе в осадок преимущественно вулканогенного материала.

Закисный модуль — $ЗМ = FeO/Fe_2O_3$ отражает окислительные или восстановительные условия

в бассейне осадконакопления. Значения закисного модуля для рассматриваемых пород небольшие и укладываются в интервал от 0,5 до 8,0 (среднее 2,7), причём для 11 анализов оно меньше 1, что указывает на окислительную обстановку, характерную для мелководного бассейна.

Титановый модуль — $ТМ = TiO_2/Al_2O_3$. Применение этого модуля основано на двух противоположных тенденциях поведения Ti и Al в процессах химического выветривания, осадконакопления и диагенеза. Минералы Ti, главным образом рутил и ильменит, принадлежат к числу весьма устойчивых минералов и накапливаются в грубых фракциях коры выветривания, тогда как Al теряется в процессе химического разложения.

Значения титанового модуля для терригенных отложений из различных фациальных обстановок составляют, по С.В. Ефремовой и К.Г. Стафееву [1985]:

Фациальные обстановки	Климатические условия	Глинистые породы	Песчаники, алевролиты
Континентальные и лагунные	Аридные	0,048	0,058
	Гумидные	0,051	0,070
Прибрежно-морские	Аридные	0,052	0,052
	Гумидные	0,057	0,078
Пелагические (открытое море)	Аридные	0,053	0,060
	Гумидные	0,048	0,055

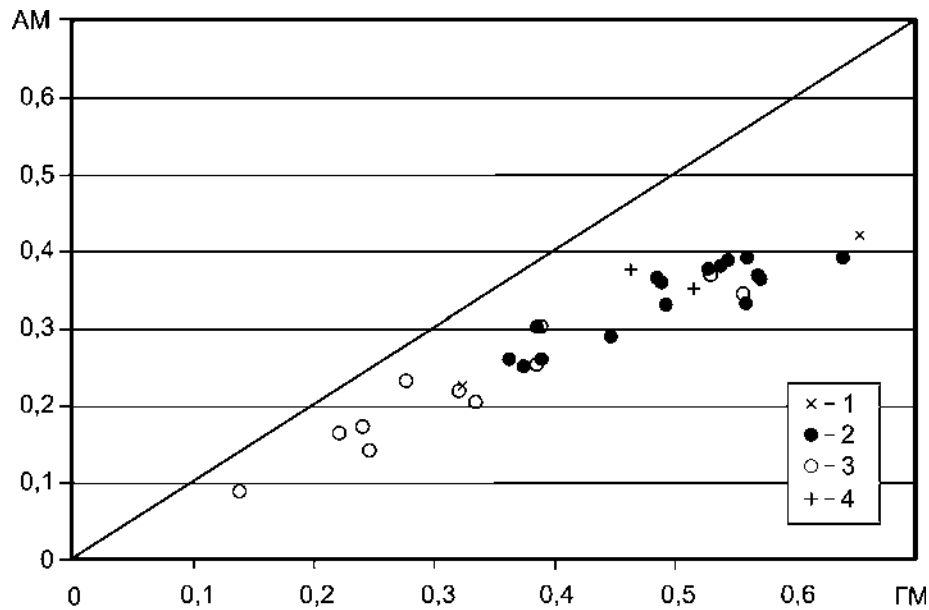


Рис. 2.6. Диаграмма соотношения гидролизатного и алюмокремниевого модулей для кремнисто-углеродистых отложений

Свиты: 1 — зигазино-комаровская, 2 — зигальгинская, 3 — машакская, 4 — юшинская

Значения титанового модуля для терригенно-углеродистых отложений зигазино-комаровской, зигальгинской, машакской и юшинской свит укладываются в диапазон от 0,032 до 0,087, что соответствует значениям для песков и алевролитов прибрежно-морской фациальной обстановки (рис. 2.7). Причём средние значения титанового модуля позволяют выстроить некоторую цепочку отложений

свит по глубоководности (по мере нарастания глубины): зигальгинская (0,058), зигазино-комаровская (0,050), машакская (0,046) и юшинская (0,035). Однако, учитывая непредставительность выборок по зигазино-комаровской и юшинской свитам, однозначно можно говорить лишь о более мелководных условиях накопления углеродистых отложений в зигальгинское время, чем в машакское.

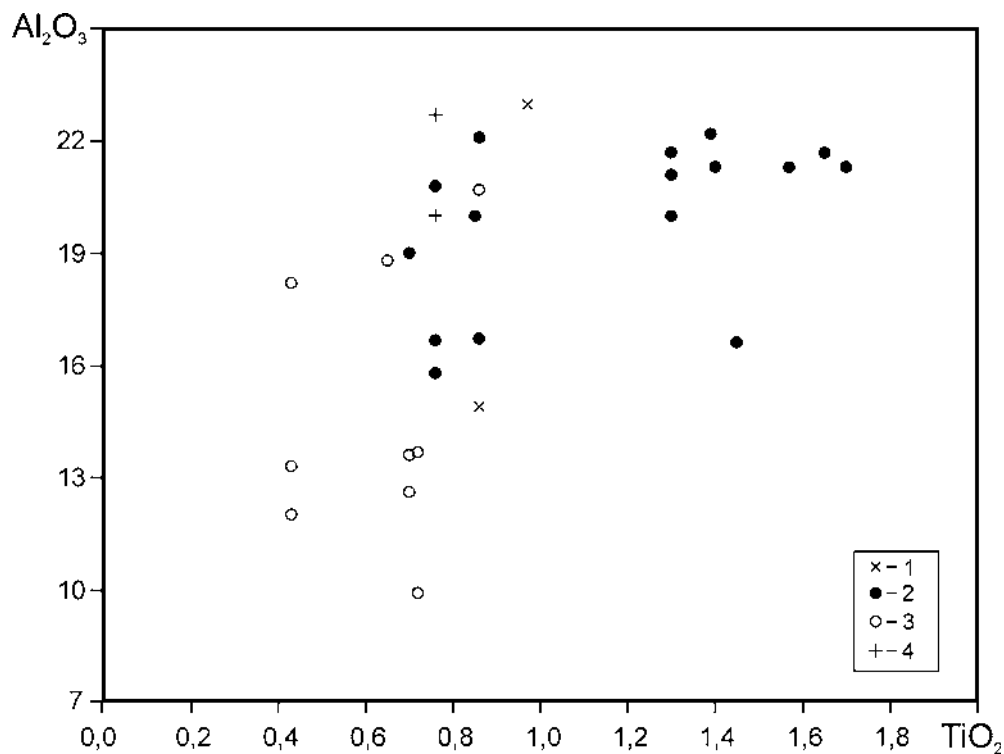


Рис. 2.7. Диаграмма отношения TiO_2 к Al_2O_3 для терригенно-углеродистых отложений

Свиты: 1 — зигазино-комаровская, 2 — зигальгинская, 3 — машакская, 4 — юшинская

Показатель зрелости Ф. Петтиджона — $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$. Высокое его значение характерно для зрелых, богатых кварцем песчаников, содержащих небольшое количество глин или обломочных алюмосиликатов. Низкое значение указывает на незрелые песчаники, содержащие глины и обломочные алюмосиликаты. “Зрелость” осадочных пород определяется в конечном счёте относительной устойчивостью минералов в условиях выветривания, увеличивающейся в ряду оливины → пироксены → роговые обманки → анортит → альбит → калиевый полевой шпат → мусковит (гидромусковит) → кварц [Петтиджон и др., 1976].

Из рис. 2.8 следует, что минимальными содержаниями алюминия и максимальными — кремнезёма, т. е. наибольшей зрелостью обладают углеродистые отложения машакской свиты, для которых соотношение $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ составляет в среднем 5,1, тогда как для юшинской свиты — 2,7, зигальгинской — 3,0, зигазино-комаровской — 3,4.

Индикатор Fe/Mn. Одним из фациальных индикаторов для осадочных отложений является отношение железа к марганцу. Значение этого модуля уменьшается с увеличением глубины и с переходом от шельфовых фаций к пелагическим. Тенденция уменьшения модуля с глубиной осадконакопления обусловлена поглощением осадочными отложениями марганца из морской воды, сильнее проявленным в глубоководных условиях.

По значениям отношения Fe/Mn осадочные породы классифицируются следующим образом: < 40 — глубоководные; 40–160 — мелководные; > 160 — мелководно-прибрежные с преимущественно терригенным источником сноса. Расчёты в данном случае ведутся в массовых содержаниях элементов в породе, которые необходимо пересчитать из оксидов при помощи коэффициентов [Розен и др., 1994].

Разброс значений Fe/Mn индикатора для рассматриваемых свит достаточно широк (от 110 до 707,

среднее по 30 анализам — 277), но почти все они соответствуют мелководно-прибрежным отложениям, редко мелководным.

Тройная петрохимическая диаграмма Н.П. Семеновко служит для восстановления первичной природы и химической классификации метаморфических пород [Семеновко и др., 1956]. Параметры рассчитываются по главным окислам и приводятся к 100% (рис. 2.9).

Глинозёмистость — $A^* = 100 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{CaO} + 2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$.

Известковистость — $C^* = 100 \cdot \text{CaO} / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{CaO} + 2\text{Fe}_2\text{O}_3 + 2\text{FeO})$.

Ферромагнезиальность — $F + M = 100 \cdot (\text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{CaO} + 2\text{Fe}_2\text{O}_3 + 2\text{FeO})$.

Терригенно-углеродистые отложения северной части Башкирского мегантиклинория, вынесенные на диаграмму $A^* - C^* - (F + M)$ (рис. 2.9), показывают, что для машакской и зигальгинской свит существовали различные по химическому составу поставщики терригенного материала. Химический состав примесей в углеродистых отложениях машакской свиты довольно близок к химическому составу одновозрастных базальтов и риолитов, что указывает на значительную долю вулканогенного материала в черносланцевых образованиях машакской свиты и практически полное его отсутствие в породах других свит.

2.1.3. Рудоносность углеродистых отложений

Опробование минерализованных черносланцевых отложений рассматриваемой территории показало наличие в них аномально-высоких, вплоть до промышленных, содержаний золота [Рыкус, 1995; Сначёв и др., 1996; Рыкус, Сначёв, 1999]. Эти пока немногочисленные данные указывают на явную необходимость постановки исследовательских работ с целью решения вопроса о потенциальной золотоносности черносланцевых формаций.

В сланцах очень часто наблюдается сульфидизация от единичных вкрапленных зёрен пирита до образования сульфидных прожилков мощностью до 1 см при содержании сульфидов в породах до 25–30%. Чаше всего в обнажениях и элювиально-делювиальных развалах встречаются в той или иной степени выветрелые породы, в которых на месте

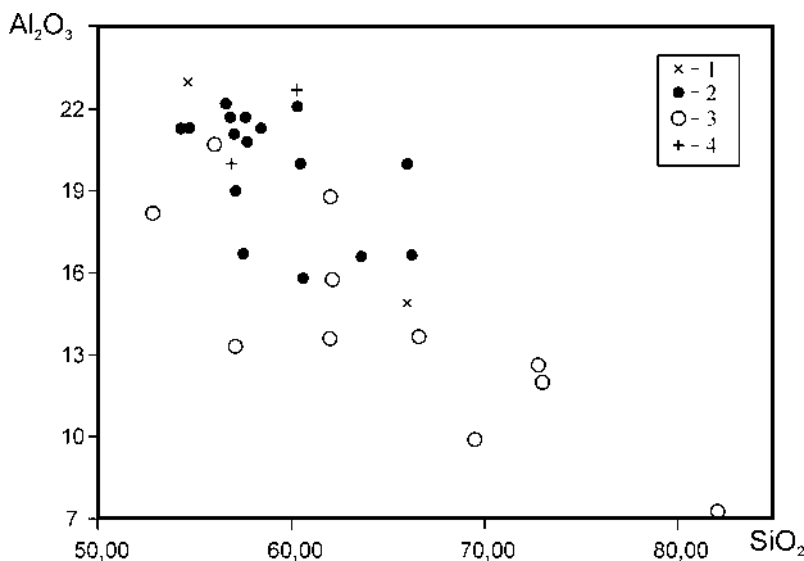


Рис. 2.8. Диаграмма отношения SiO_2 к Al_2O_3 для терригенно-углеродистых отложений

Свиты: 1 — зигазино-комаровская, 2 — зигальгинская, 3 — машакская, 4 — юшинская

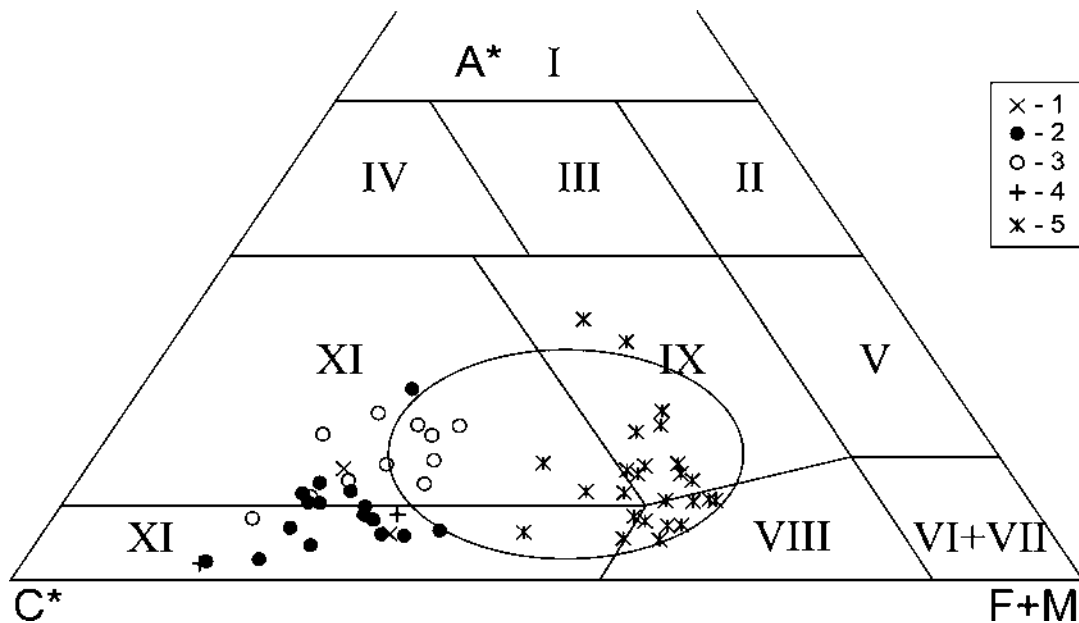


Рис. 2.9. Разделение терригенно-углеродистых отложений северной части Башкирского мегантиклинория на петрохимической диаграмме Н.П. Семененко [Семененко и др., 1956]

Условные обозначения. Свиты: 1 — зигазино-комаровская, 2 — зигальгинская, 3 — машакская, 4 — юшинская, 5 — базальты машакской свиты. **Поля:** I — подгруппы собственно алюмосиликатных пород, II — подгруппы железисто-магнезиально-алюмосиликатных пород, III — подгруппы щёлочноземельно-алюмосиликатных пород орторяда, IV — подгруппы известково-алюмосиликатных пород, V — группы глинозёмисто-магнезиально-железисто-кремнистых пород, VI — группы железисто-кремнистых пород, VII — группы магнезиальных ультраосновных пород орторяда, VIII — группы щёлочноземельно-малоглинозёмистых ультраосновных пород орторяда, IX — группы щёлочноземельно-глинозёмистых основных пород орторяда, X — известково-карбонатной подгруппы щёлочноземельно-известкового ряда, XI — глинозёмисто-известковистой подгруппы щёлочноземельно-известкового ряда

первичных сульфидов остаются либо пустоты кубического габитуса либо образуются зоны кавернозной текстуры, интенсивно ожелезненные. При дальнейшем выветривании на месте таких пород образуются бурые железняки.

Следует отметить, что рассматриваемые нами углеродистые отложения являются неустойчивыми в зоне окисления и, как правило, плохо обнажены в отличие от граничащих с ними кварцитов, обычно бронирующих рельеф. Так, например, хребет горы Мягкая практически полностью сложен углеродистыми сланцами: коренные обнажения практически отсутствуют, они есть лишь в нескольких местах на водоразделе. Здесь в чёрных сланцах почти повсеместно наблюдается вкрапленность пирита.

В то же время исключением из правил является хребет Золотые Шишки, между пос. Нура и Отнурок-1: здесь чёрные сланцы образуют прекрасные коренные обнажения, часто в них наблюдаются прожилки свежего пирита (до 15–20% объёма породы), зоны интенсивного ожелезнения, придающие обнажениям вишнёвую окраску. На южном склоне хребта в элювиально-делювиальных развалах нами встречены сильно ожелезненные обломки жильного кварца и бурых железняков по сульфидизированным и окварцованным сланцам [Сначёв и др., 2008].

Всё это, на наш взгляд, свидетельствует о высоких перспективах данного стратиграфического

уровня на благородные металлы. По крайней мере, он несомненно заслуживает внимания как основной объект для постановки поисковых работ на Au и ЭПГ. В числе благоприятных условий можно отметить следующие: 1) широкое развитие сульфидизации в чёрных сланцах, которое подтверждается наличием многочисленных мелких проявлений бурых железняков, образовавшихся в коре выветривания по углеродсодержащим сланцам, 2) наиболее интересные в металлогеническом отношении участки, сложенные углеродистыми отложениями, расположены за пределами заповедных территорий и доступны для изучения.

Определения золота, платины, палладия, родия и иридия выполнены в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН (заведующий лабораторией В.В. Дистлер) химико-спектральным методом с предварительным концентрированием на органическом полимерном сорбенте “Полиоргс-4”. Нижние пределы количественных определений всех элементов — 0,0005 г/т. Результаты 46 проб представлены в табл. 2.3. В 20 из них, кроме того, в Аналитическом сертификационном испытательном центре (АСИЦ) ВИМС (директор В.С. Кордюков) фотометрическим методом определены вольфрам, молибден и ванадий. Нижние пределы чувствительности метода для W и Mo — 0,002, для V — 0,0005%.

Таблица 2.3

Содержания благородных и редкометалльных элементов в углеродистых отложениях

№ п/п	№ обр.	Свита, толща	Ас, г/г	Рт, г/г	Рд, г/г	Rh, г/г	Ir, г/г	W, %	Mo, %	V, %	Привязка
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	7247	зитаз.-комар.	0,76	< 0,0005	0,060	0,0068	0,008	0,042	< 0,002	0,0035	Отнурок
2	7134-1	зитаз.-комар.	0,28	< 0,0005	0,055	0,0077	0,05	0,0077	< 0,002	0,018	Отнурок
3	7126-1	зитаз.-комар.	0,019	< 0,0005	0,083	0,0076	0,028	0,0077	< 0,002	0,010	Отнурок
4	7237/1	зитаз.-комар.	0,23	0,023	0,16	0,0066	0,008	0,011	< 0,002	0,0045	Отнурок
5	7127	зитаз.-комар.	0,089	0,033	0,098	0,0050	< 0,0005	0,0063	0,0056	0,0055	Отнурок
6	7136	зитаз.-комар.	0,016	0,002	0,058	0,0044	0,017	0,0098	< 0,002	0,0088	Отнурок
7	7229	зитаз.-комар.	0,019	< 0,0005	0,055	0,0076	0,014	0,0049	< 0,002	0,0031	Отнурок
8	7231	зитаз.-комар.	0,005	< 0,0005	0,009	0,0058	< 0,0005	0,0063	< 0,002	0,0007	Отнурок
9	7238	зитаз.-комар.	0,026	< 0,0005	0,010	0,0066	< 0,0005	0,017	0,0030	< 0,0005	Отнурок
10	7130	зитаз.-комар.	0,016	< 0,0005	0,033	0,0036	< 0,0005	0,015	< 0,002	0,0042	Отнурок
11	7244	зитаз.-комар.	< 0,0005	0,004	0,21	0,0062	< 0,0005	0,0063	< 0,002	0,010	Отнурок
12	7233	зитаз.-комар.	< 0,0005	< 0,0005	0,11	0,0030	< 0,0005	0,0049	< 0,002	0,0050	Отнурок
13	7241	зитаз.-комар.	0,26	0,010	0,035	0,0030	< 0,0005	0,0049	< 0,002	0,0020	Отнурок
14	7094	зитаз.-комар.	1,42	0,041	0,019	< 0,0005	0,010	—	—	—	г. Мягкая
15	7094-1	зитаз.-комар.	0,13	0,038	0,037	< 0,0005	0,019	—	—	—	г. Мягкая
16	7095	зитаз.-комар.	0,061	0,011	0,015	< 0,0005	0,006	—	—	—	г. Мягкая
17	7123	зитаз.-комар.	0,075	0,009	0,054	< 0,0005	0,011	—	—	—	Отнурок
18	7131	зитаз.-комар.	0,47	0,025	0,010	< 0,0005	< 0,0005	—	—	—	Отнурок
19	7136-1	зитаз.-комар.	0,070	0,038	0,111	< 0,0005	0,012	—	—	—	Отнурок
20	7134-1	зитаз.-комар.	2,05	0,056	0,046	< 0,0005	0,016	—	—	—	Отнурок
21	7014	зитаз.-комар.	0,076	0,009	0,014	< 0,0005	0,0048	—	—	—	г. Широкая
22	5302	зитазьинская	0,076	0,001	0,0090	≤ 0,0007	0,0055	—	—	—	хр. Машак
23	7111-2	машакская	0,111	0,064	0,027	< 0,0005	0,006	—	—	—	хр. Юша
24	5348	машакская	0,0046	0,004	< 0,0005	0,0013	0,014	—	—	—	хр. Машак
25	5814-1	машакская	0,081	0,006	0,010	0,011	0,028	—	—	—	Водораздел рр. Бол. и Мал. Казавда
26	5386-11	машакская	0,046	0,002	0,009	0,0038	0,027	—	—	—	Водораздел рр. Бол. и Мал. Казавда
27	7010-1	машакская в.	0,018	0,020	0,027	< 0,0005	0,038	—	—	—	г. Широкая

Таблица 2.3 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
28	7011-3	машакская в.	1,68	0,003	0,032	< 0,0005	0,026	—	—	—	г. Широкая
29	7084-1	машакская	0,054	0,083	0,032	< 0,0005	0,064	—	—	—	г. Бол. Казавда
30	7088	машакская	0,029	< 0,0005	0,005	< 0,0005	0,018	—	—	—	р. Бол. Инзер
31	5932	машакская	0,21	0,012	0,014	< 0,0005	0,008	—	—	—	р. Мал. Кузьелта
32	5380	машакская	0,095	0,018	0,058	< 0,0005	< 0,0005	—	—	—	р. Мал. Катав
33	5842-1	аюсапканская	0,050	0,008	0,043	0,0060	< 0,0005	0,020	< 0,002	0,031	Баш. Маярдак
34	5848-2	аюсапканская	0,10	< 0,0005	0,27	0,0036	< 0,0005	0,013	< 0,002	0,043	Баш. Маярдак
35	7128-1	аюсап.-белет.	0,037	0,002	0,065	0,0064	0,005	0,0077	< 0,002	0,010	Отнурок
36	5848-3	аюсапканская	0,064	0,013	0,018	< 0,0005	0,0056	—	—	—	Баш. Маярдак
37	7128	аюсап.-белет.	0,033	0,016	0,086	< 0,0005	0,013	—	—	—	Отнурок
38	5859-2	кызылташская	0,035	0,006	0,009	0,034	0,0048	—	—	—	Баш. Маярдак
39	5862	кызылташская	0,051	≤ 0,0005	0,89	0,0077	0,034	—	—	—	Баш. Маярдак
40	5878-4	кызылташская	0,045	< 0,0005	0,017	< 0,0005	0,0064	—	—	—	Баш. Маярдак
41	5878-2	кызылташская	0,038	0,003	0,48	0,0026	0,019	—	—	—	Баш. Маярдак
42	5879-1	кызылташская	0,015	< 0,0005	0,007	< 0,0005	0,011	—	—	—	Баш. Маярдак
43	5861	кызылташская	0,030	0,002	0,075	0,0056	0,09	0,0063	< 0,002	0,0095	Баш. Маярдак
44	5878-3	кызылташская	0,020	< 0,0005	0,033	0,013	< 0,0005	0,0077	< 0,002	0,0042	Баш. Маярдак
45	5879/2	кызылташская	0,024	< 0,0005	0,051	0,0029	< 0,0005	0,013	< 0,002	0,041	Баш. Маярдак
46	5280-3	юшинская	0,008	0,004	0,0027	0,007	0,005	—	—	—	Водораздел рр. Бол. и Мал. Казавда

Примечания: № 1, 7, 8, 13, 21, 31, 32 — бурый железняк; № 28 — песчаник; № 41 — кварцевая жила, остальные — углеродистые сланцы; тире — элемент не определялся.

Золото относится к числу наиболее изученных элементов-примесей чёрных сланцев. Это объясняется экономическим значением золоторудных месторождений, пространственно связанных с ними. Кларковые содержания золота в углеродистых отложениях мира, оценённые разными способами, составляют 0,008–0,01 г/т [Юдович, Кетрис, 1994], аномальными можно считать содержания в 20–35 мг/т, сильной аномалией — 35–50 мг/т, рудогенной аномалией — > 50 мг/т. Основным минералом-концентратором золота в породах черносланцевых толщ является пирит.

На первом этапе работ (2005–2007 гг.) в пределах рассматриваемой территории нами проведено выборочное штучное опробование сульфидизированных и окварцованных углеродистых сланцев, результаты которого приведены в табл. 2.3. Небольшое количество проанализированных проб не позволило выявить рудные зоны с промышленными

содержаниями золота, однако полученные данные позволили говорить о высокой перспективности углеродистых отложений зигазино-комаровской свиты. Так, среднее содержание золота по породам машакской свиты составляет 0,183 г/т (14 проб), зигазино-комаровской — 0,290 г/т (21 проба), юшинской — 0,030 г/т (9 проб) (см. табл. 2.3). Для первых двух стратиграфических подразделений это в 4–6 раз выше, чем для рудогенной аномалии. Максимальные же значения концентрации золота в штучных пробах углеродистых сланцев зигазино-комаровской свиты достигали 2,05 г/т в небольшом карьере у дороги между г. Белорецк и пос. Отнурок-1 и 1,42 г/т на горе Мягкая [Сначёв и др., 2010].

В ходе второго этапа работ (2008–2009 гг.) наиболее детальное внимание было уделено разрезу углеродистых сланцев в карьере у пос. Отнурок-1, где можно выделить несколько слоёв (слои указаны цифрами в кружочках на рис. 2.10):

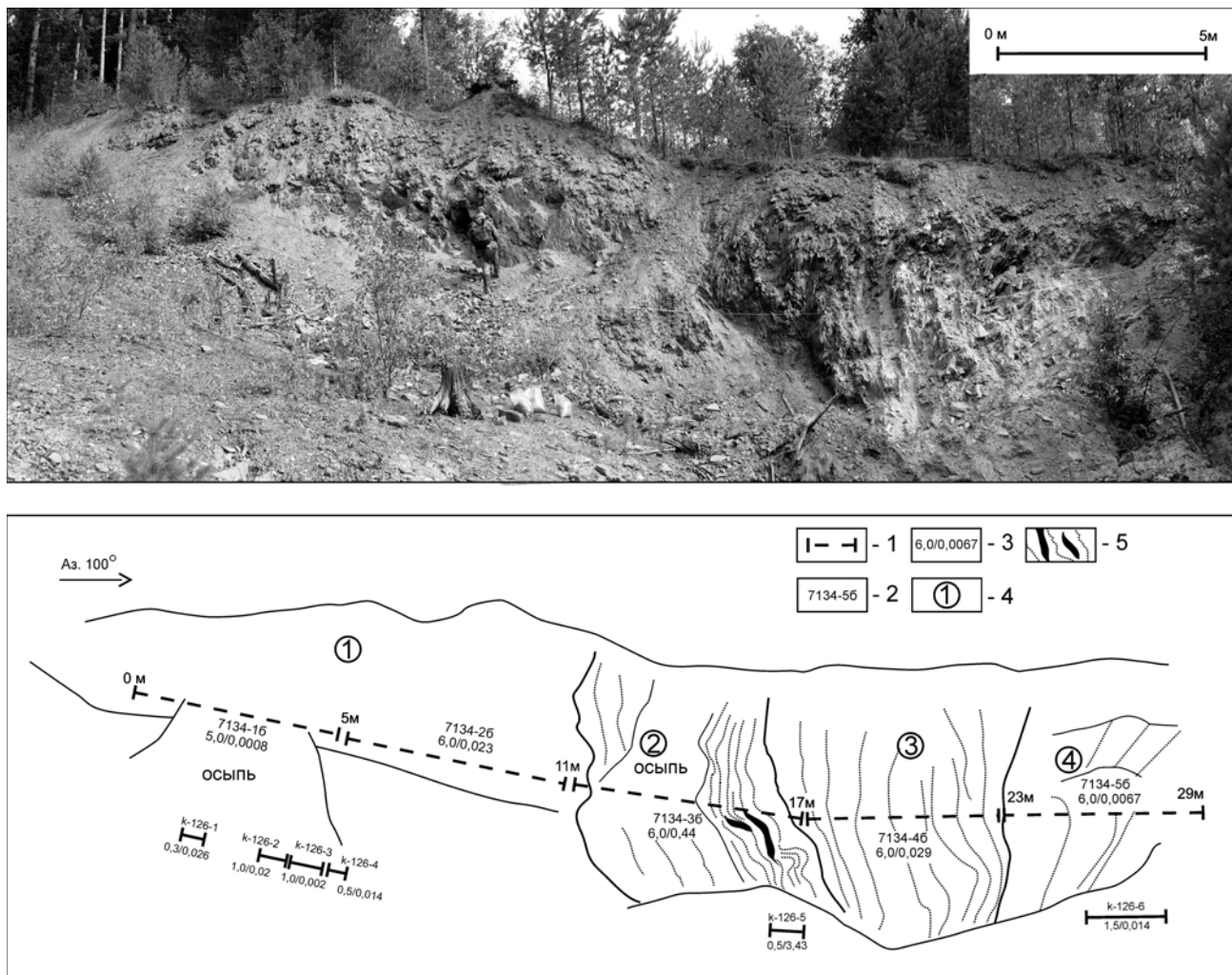


Рис. 2.10. Общий вид и схема опробования разреза углеродистых отложений зигазино-комаровской свиты на проявлении Отнурок

Условные обозначения: 1 — линия бороздowego опробования, 2 — номер пробы, 3 — длина борозды/содержания Au (г/т), 4 — номер слоя, 5 — зона интенсивного окварцевания и ожелезнения

1. 0,0—11,0 м. Слабо дислоцированные плитчатые, кварц-полевошпат-мусковитовые гофрированные сланцы, с мелкими будинами кварца по сланцеватости. Азимут падения отдельности $90^\circ \angle 60^\circ$.

2. 11,0—17,0 м. Интенсивно дислоцированная толща углеродистых сланцев. В интервале 15,5—17,0 м в них отмечается зона смятия, в которой отмечены обособленные линзы или тонкое переслаивание окварцованных бурых железняков. Углеродистые сланцы интенсивно дислоцированы по сравнению с окружающими кварц-полевошпат-мусковитовыми сланцами.

3. 17,0—23,0 м. Сланцы слюдястые, гофрированные, с окисленным пиритом размером 0,1—2 мм.

4. 23,0—29,0 м. Переслаивание слюдястых сланцев гофрированных и слоёв, сложенных рыхлыми охрами, возможно, образованными по зонам интенсивной сульфидизации.

Большие борозды (длиной до 6 м) отбирались для определения мощности рудоносного уровня. После этого длина борозды была сокращена до 0,5–1,5 м для локализации оруденения в пределах конкретной пачки углеродистых отложений. Анализ на благородные металлы общей бороздовой пробы 7134/36 показал 0,44 г/т золота, а пробы к-126-5 (являющейся её 0,5-метровым фрагментом) — 3,43 г/т, что позволяет предлагать нам этот участок для дальнейших исследований (см. рис. 2.10; табл. 2.4) [Сначёв, Пучков, 2010].

—”—

Отдельно целесообразно рассмотреть вопрос о перспективности бурых железняков на золото.

В ходе работ на данной территории обследованы проявления железных руд Тёплое, Моховое, Катайка, Буренкинское и другие. Все они приурочены к коре выветривания сульфидизированных углеродистых сланцев. По данным более ранних геолого-съёмочных работ [Швецов и др., 1974ф], в отдельных пробах рудопроявлений зафиксированы повышенные содержания золота и серебра. Анализ на платиноиды в то время не проводилось. По нашим данным (проанализировано 7 проб), высоких значений золота в бурых железняках не установлено (см. табл. 2.3). Среднее его содержание составляет 0,203 г/т, а максимальное — 0,76 г/т на проявлении Катайка (северная окраина одноимённого посёлка).

Платиноиды. В последние десятилетия были открыты промышленные месторождения благородных металлов в черносланцевых комплексах, в которых совместно с основными промышленными компонентами (Au, Mo, V и т.д.) присутствуют металлы платиновой группы (Сухой Лог, Мурунтау, Кумтор, Наталкинское и др.). Месторождения такого масштаба на Урале пока не обнаружены, однако результаты изучения благородных металлов в углеродсодержащих черносланцевых толщах этого региона приводят к оптимистическим прогнозам [Волченко, Коротеев, 2000; Рыкус, Сначёв, 2000; Золоев и др., 2001]. Так, Ю.А. Волченко и В.А. Коротеев, обобщив данные порядка 200 проб чёрных сланцев трёх возрастных уровней (RF₃, O₁₋₂, O₃-S₁) преимущественно Среднего и Северного Урала, установили, что региональный фон в них по Pt и Pd

Таблица 2.4

Содержания благородных элементов в бороздовых пробах углеродистых отложениях зигаино-комаровской свиты

№ п/п	№ борозды	Длина борозды (м)	Au, г/т	Pd, г/т	Pt, г/т
1	7130/16	5,0	0,0055	0,055	—
2	7130/26	6,0	0,0025	0,160	—
3	7130/36	4,0	0,0120	0,081	—
4	7134/16	5,0	0,0008	0,036	—
5	7134/26	6,0	0,0230	0,074	—
6	7134/36	6,0	0,4400	0,052	0,0059
7	7134/46	6,0	0,0290	0,022	—
8	7134/56	6,0	0,0067	—	0,058
9	к-126-1	0,3	0,0260	0,130	< 0,0005
10	к-126-2	1,0	0,0200	0,099	0,008
11	к-126-3	1,0	0,0016	0,073	0,005
12	к-126-4	0,5	0,0140	0,035	0,0075
13	к-126-5	0,5	3,4300	0,098	0,03
14	к-126-6	1,5	0,0140	0,0096	< 0,0005
15	к-129-1	1,0	0,0320	0,0049	0,0075
16	к-135-1	1,0	0,0100	< 0,0005	< 0,0005
17	к-135-2	1,0	0,0150	0,0074	< 0,0005
18	к-135-3	1,0	0,0084	0,060	< 0,0005
19	к-136-1	1,0	0,0430	0,011	< 0,0005

составляет соответственно 13 и 17 мг/т, 17 и 15 мг/т, 14 и 25 мг/т. На отдельных участках с отчётливо проявленной сульфидизацией (участок Кокуйский) получено до 5 г/т Pd; 0,5 г/т Pt и 0,7 г/т Au. К.К. Золов [Золов и др., 2001] выделяет на Среднем Урале в качестве типовых Кедровскую и Долгомысовскую рудные зоны; первая расположена на западном склоне Урала в пределах развития континентально-склоновых черносланцевых толщ, а вторая, связанная с ордовикскими или раннесилурийскими углеродистыми сланцами в вулканогенно-осадочной толще, — в Восточно-Уральской мегазоне.

Максимальные содержания платиноидов в углеродистых отложениях Южного Урала установлены М.В. Рыкусом и В.И. Сначёвым [2000] в метаморфически изменённых чёрных сланцах (О-S) в бассейне рр. Бетеря и Тупаргасс (Уралтауский мегантиклинорий), где получены содержания Pt — до 0,23 г/т, а Pd — до 1,8 г/т. Средние же содержания ЭПГ в углеродистых отложениях, рассчитанных по 22 рудным районам Сибири, Казахстана и Урала, составляют [Коробейников, 1985]: Pt — 5 мг/т, Pd — 1–3 мг/т, Ir — 3 мг/т, Rh — 4 мг/т. По данным Я.Э. Юдовича, М.П. Кетрис [1991_{1,2}], существует два предварительных признака возможной платиноносности чёрных сланцев — аномалии никеля и молибдена.

В сульфидизированных углеродсодержащих породах северной половины Маярдакского и Ямантауского антиклинориев, судя по содержанию молибдена (<0,002%), мало шансов обнаружить высокие концентрации платиноидов. Однако рассматриваемые углеродистые сланцы весьма перспективны на палладий, особенно породы кызылташской толщи, где отмечены содержания в 0,48 и 0,89 г/т, а в среднем — 0,20 г/т (см. табл. 2.3). Для образований машакской свиты эти показатели заметно меньше — 0,27 г/т и 0,046 г/т (среднее). По зигазино-комаровской свите имеем средние значения палладия — 0,061 г/т, а максимальные — 0,21 г/т. Концентрации иридия и родия находятся либо в пределах фона, либо в пределах обнаружения. Немного более высокие содержания платины установлены в сланцах зигазино-комаровской свиты — в среднем 0,01 г/т при максимальном — 0,056 г/т; машакской свиты, соответственно — 0,016 г/т и 0,083 г/т; кызылташской — 0,002 г/т и 0,006 г/т.

Вольфрам, молибден, ванадий. Содержания молибдена стабильно укладываются в кларковый интервал для углеродистых сланцев, составляющий 14–20 г/т [Юдович, Кетрис, 1991₂]. Для ванадия имеем похожую картину — во всех рассматриваемых свитах его значения колеблются около кларкового содержания (180–200 г/т), достигая в лучшем случае двухкратной его величины (см. табл. 2.3).

Интересный материал получен при анализе результатов исследования углеродистых сланцев на вольфрам. Известно [Юдович, Кетрис, 1991₂], что

кларк вольфрама в чёрных сланцах находится в интервале 3–8 г/т, аномальными можно считать содержания более 15 г/т. Однако среднее значение вольфрама в углеродистых образованиях кызылташской толщи 90 г/т (максимальное содержание 130 г/т), аюсапканской толщи — 136 г/т (200 г/т), зигазино-комаровской свиты — 111 г/т (420 г/т). Примечательно, что из 19 проанализированных проб в 7 получены содержания W выше 0,01%, максимальное же его значение составило 0,042%, т.е. в 50–140 раз выше кларкового (см. табл. 2.3).

В целом в рассматриваемых углеродистых образованиях намечается палладий-золото-редкометальная специализация с высокими значениями благородных металлов и вольфрама. Подобное пространственное совмещение благородной и редкометальной минерализации не является специфической особенностью только рассматриваемой территории. Аналогичная ситуация отмечена на ряде редкометальных проявлений Оёмкинского рудного узла (Сихотэ-Алинь) [Молчанов и др., 2000], на Полярном Урале [Тарбаев и др., 1996], на Южном Урале в пределах Новоусмановской площади (зона Уралтау) [Рыкус и др., 2002].

2.2. Южная часть Башкирского мегантиклинория

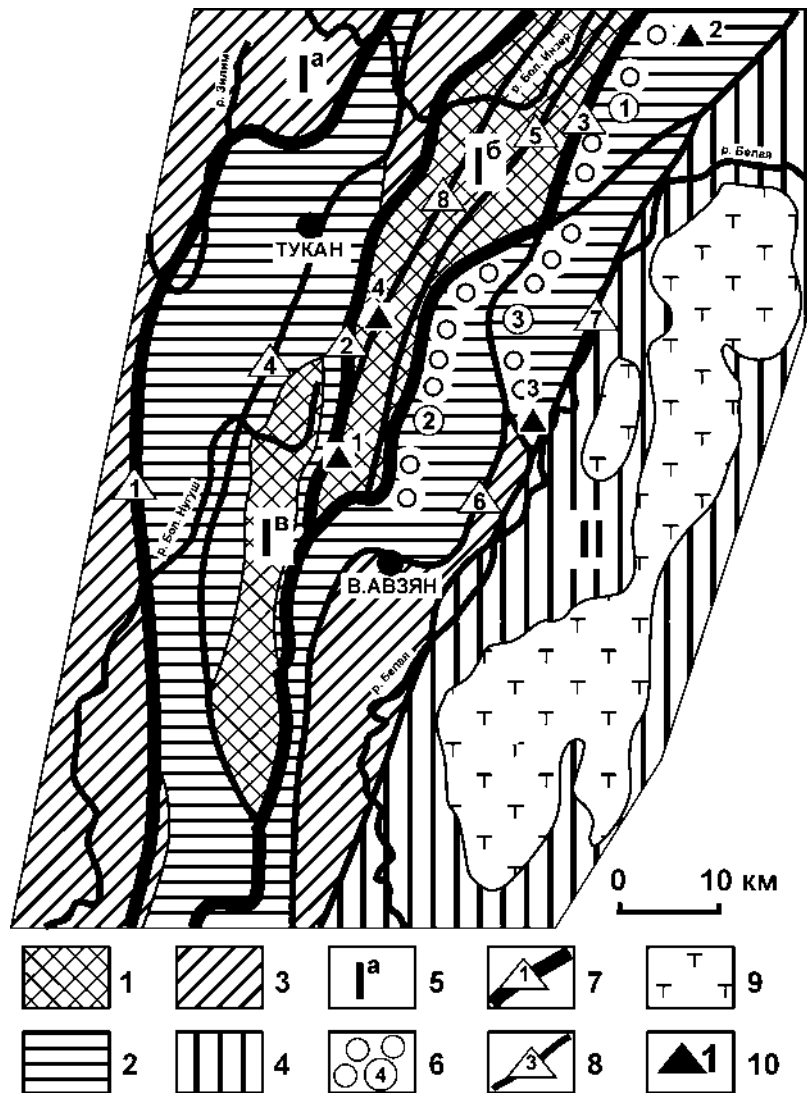
2.2.1. Геология углеродистых отложений

Основные особенности докембрийских углеродистых толщ южной части Башкирского мегантиклинория рассмотрены ниже на примере Авзянского рудного района, приуроченного к сводовой части Ямантауского антиклинория, сложенного породами бурзянской и юрматинской серий рифейского стратона (рис. 2.11).

Раннерифейские отложения, залегающие в основании разреза и широко распространённые 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 [Иванов, 1937; Козлов, 1982, 1986; Иванов и др., 1986], 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 вулканитами и последующую стабилизацию тектонической обстановки, приводив-

Рис. 2.11. Структурная схема центральной части западного склона Южного Урала (по Н.Н. Ларионову, с изменениями)

Условные обозначения. 1–4 — комплексы: 1 — раннерифейский, 2 — среднерифейский, 3 — позднерифейский, 4 — палеозойский; 5 — структуры: Ia — Инзерский синклиниорий, Ib — Юрматаский антиклинорий, II — Зилаирский синклиниорий; 6 — грабены (1–3): 1 — Ишлинский, 2 — Шатакский, 3 — Узанский; 7 — региональные надвиги (1–3): 1 — Зильмердакский, 2 — Караташский, 3 — Зюраткульский; 8 — надвиги (4–8): 4 — Туканский, 5 — Юшинский, 6 — Тергинский, 7 — Узяно-Серменевский, 8 — Большеавзянский; 9 — гипербазитовые массивы Крака; 10 — участки с повышенным содержанием золота: 1 — Горный прииск (кора выветривания), 2 — Улу-Елгинский, 3 — Кагармановский, 4 — Улюк-Бар



шую к накоплению тонкообломочной кластики и хемогенному карбонатообразованию.

Ниже приводится краткая литолого-геохимическая характеристика различных типов пород большинства названных свит, за исключением зигальгинской и авзянской, первая из которых рассмотрена в первом разделе главы, а во второй углеродистые сланцы слабо развиты.

Большеинзерская свита в пределах рудного района характеризуется плохой обнажённостью; слагающие её породы изучены и опробованы по керну буровых скважин, пройденных в сводовых частях антиклинальных структур, в которых вскрыты отложения средней и верхней подсвиты.

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 — уплощённые угловатые обломки сланцев и карбонатов, сцементированные существенно кварцевым псаммитовым материалом. Всё 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 постдиagenетические изменения. В песчаниках широко развиты бластические структуры, вокруг зёрен кварца отмечается образование регенерационных каёмок. Глинистые отложения преобразованы в филлитовидные сланцы, состоящие из мелкочешуйчатого агрегата хлорит-серицитового состава. В карбонатах вторичные изменения проявлены в перекристаллизации и частичном очищении зёрен с образованием вокруг них тонких углеродисто-глинистых оторочек.

Суранская свита слабо обнажена в приосевой части Ямантауского антиклинория, её наиболее южные разрезы, вскрытые скважинами, представлены в полном объёме 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 пёстрым 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 особенностей. 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.

Юшинская свита завершает разрез нижнерифейских отложений Ямантауского антиклинория. Отдельные её фрагменты изучены нами по материалам бурения на западном склоне хр. Большой Шатак восточнее д. Исмакаево. Полные разрезы свиты, описанные А.И. Ивановым [1937] 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 кривой слоистостью также несут следы вторичных преобразований — им свойственны бластические структуры, частичное растворение зёрен с образованием регенерационных каёмки, почти полное замещение глинистого цемента хлоритом или серицитом.

Зигазино-комаровская свита в южной части Ямантауского антиклинория представлена тремя

подсвитами — серёгинской, амбарской и туканской, в составе которых основную роль играют тонкозернистые терригенные отложения — алевролиты, 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 серёгинской и туканской подсвит отличаются существенным обогащением углеродистым материалом, особенно значительным для сланцев первой подсвиты.

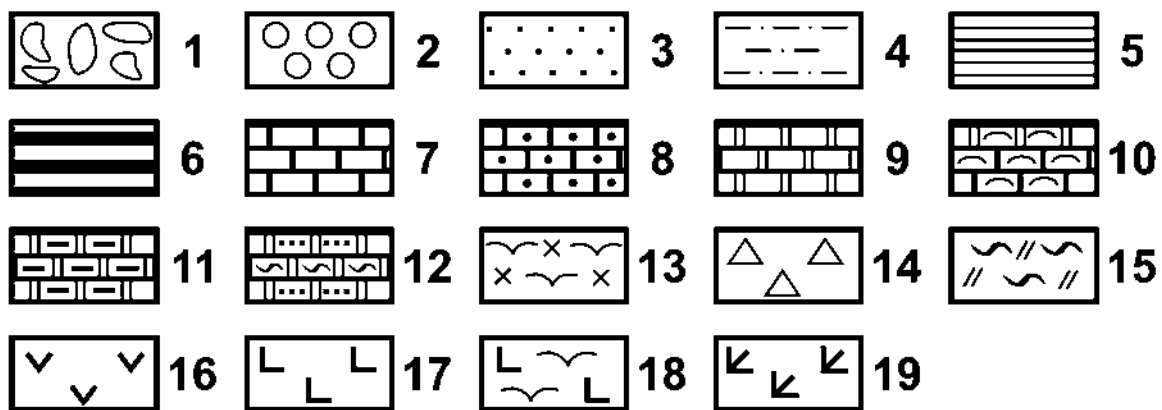
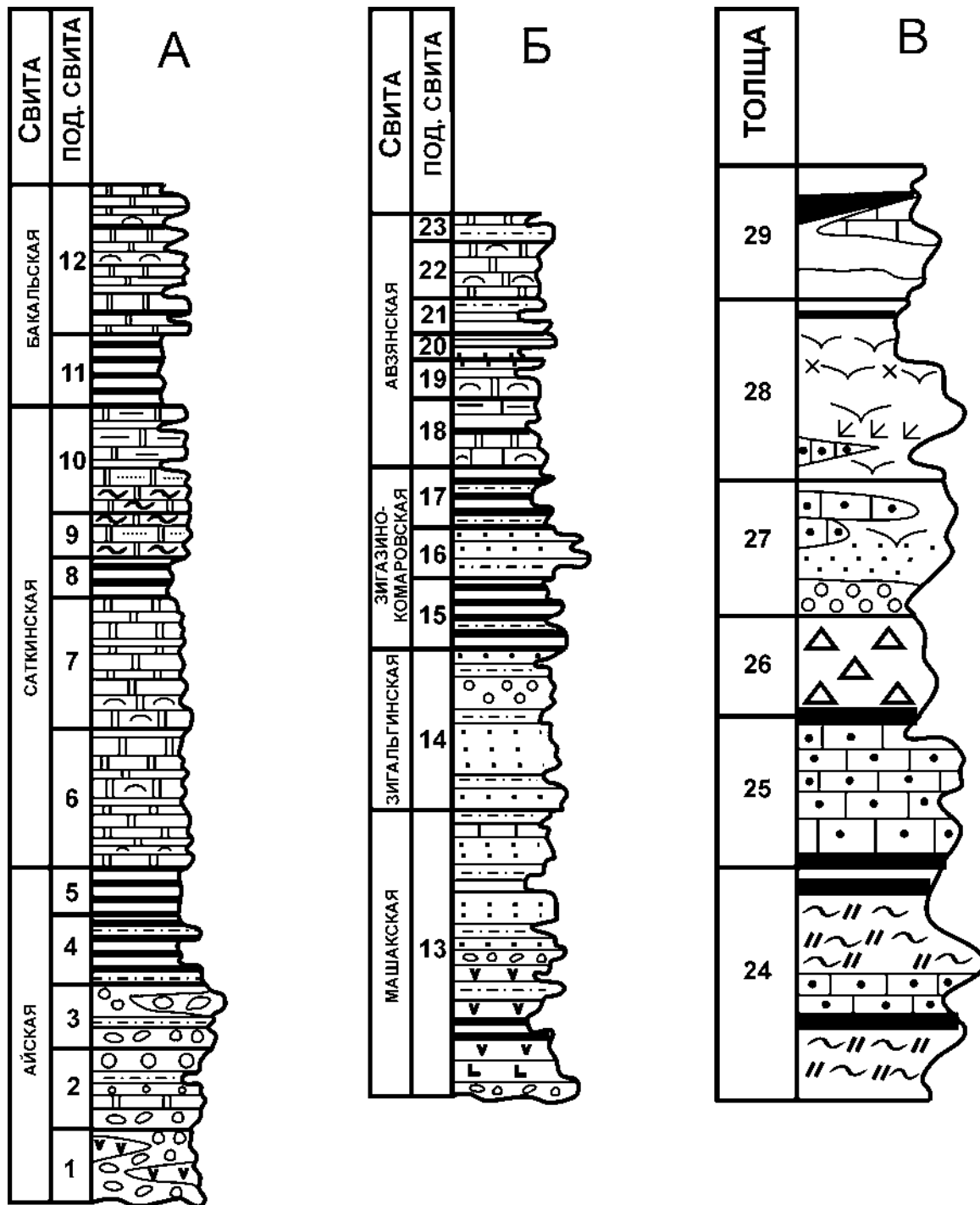
В разрезе рифейских образований рассматриваемой территории углеродистые комплексы характерны в основном для бурзянской и юрматинской серий. Они отличаются фациальной изменчивостью, разным количественным соотношением терригенных и карбонатных пород, непостоянством палеогеографических обстановок осадконакопления, но в главных чертах обнаруживают сходство и обладают следующими особенностями [Рыкус и др., 1993]:

- ◆ неоднородностью строения, обусловленной переслаиванием различных литологических типов пород;
- ◆ преобладанием неслоистых и горизонтально-слоистых текстур при фрагментарном развитии в породах волнистой и пологой кривой 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. 2.12). Литолого-фациальный анализ показывает, что накопление углеродистых отложений происходило в мелководных бассейнах или прибрежно-морских зонах шельфа и контролировалось тектоническим режимом.

Рис. 2.12. Уровни распространения углеродистых отложений в разрезах раннего (а), среднего (б) рифея Башкирского мегантиклинория и допалеозойских комплексах Восточно-Уральского поднятия (в) [Рыкус и др., 1993]

Условные обозначения: 1 — конгломераты, 2 — песчаники средне- и крупнозернистые, 3 — песчаники мелкозернистые, 4 — алевролиты, 5 — глинистые сланцы, 6 — углеродисто-глинистые сланцы, 7 — известняки, 8 — мраморы, 9 — доломиты, 10 — строматолитовые известняки и доломиты, 11 — углеродисто-глинистые доломиты, 12 — доломиты с алевроито-глинистой примесью, 13 — биотитовые и хлорит-актинолитовые сланцы, 14 — силикатно-карбонатные микститы, 15 — амфиболовые, биотит-амфиболовые плагиосланцы, 16 — основные эффузивные и субвулканические породы, 17 — метабазалты, 18 — метариолиты. **Цифрами на колонках показаны подсвиты и толщи:** 1 — навышская, 2 — липовская, 3 — чудиновская, 4 — кисеганская, 5 — сунгурская, 6 — нижнекусинская, 7 — верхнекусинская, 8 — половинкинская, 9 — нижнесаткинская, 10 — верхнесаткинская, 11 — макардовская, 12 — верхнебакальская, 13 — машакская свита, 14 — зигальгинская свита, 15 — амбарская, 16 — серёгинская, 17 — туканская, 18 — катакинская, 19 — малоинзерская, 20 — ушаковская, 21 — куткурская, 22 — реветская, 23 — тюльменская, 24 — ерёмкинская, 25 — кучинская, 26 — благодатская, 27 — светлинская, 28 — александровская, 29 — кукушкинская



В раннерифейское время процессы седиментации в северной и центральной частях Башкирского мегантиклинория осуществлялись в разных палеогеографических обстановках [Маслов, 1988]. На севере бассейн седиментации был более активным, здесь отчётливо реконструируются трансгрессивная, инундационная и регрессивная стадии его развития. При этом в условиях контрастной батиметрии создавались более благоприятные обстановки для устойчивого накопления тонкозернистых осадков, обогащённых органическим веществом (ОВ). На юге почти на всём 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 машакской, зигазино-комаровской и авзянской свит (см. рис. 2.12) и, судя по литологическим и текстурным особенностям, формировались в мелководных морских бассейнах с относительно стабильным палеотектоническим режимом.

Углеродсодержащие отложения Башкирского мегантиклинория — это преимущественно тонкоплитчатые, иногда слоистые, мелкозернистые тёмноокрашенные 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.

2.2.2. Петрогеохимические особенности углеродистых отложений

По составу литокомплексов углеродистые отложения укладываются, согласно классификации О.В. Горбачёва, Н.А. Созинова [1985], в три формации: 1) карбонатно-углеродистую, 2) терригенно-углеродистую, 3) кремнисто-углеродистую (рис. 2.13, табл. 2.5).

Карбонатно-углеродистая формация представлена отложениями большеинзерской свиты, терригенно-углеродистая — айской, саткинской, суранской, бакальской, машакской, зигазино-комаровской и авзянской свит, кремнисто-углеродистая формация на рассматриваемой территории не отмечена.

Рассмотрим вначале содержания $C_{орг}$ в углеродистых отложениях. В генетическом отношении отчётливо распознаются два типа углеродистого вещества (УВ) — седиментационно-диагенетический, присущий всем рассмотренным формациям Башкирского мегантиклинория, и метаморфогенный, установленный в основном для углеродистых отложений Восточно-Уральского поднятия, Уралтауского мегантиклинория.

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 монотон-

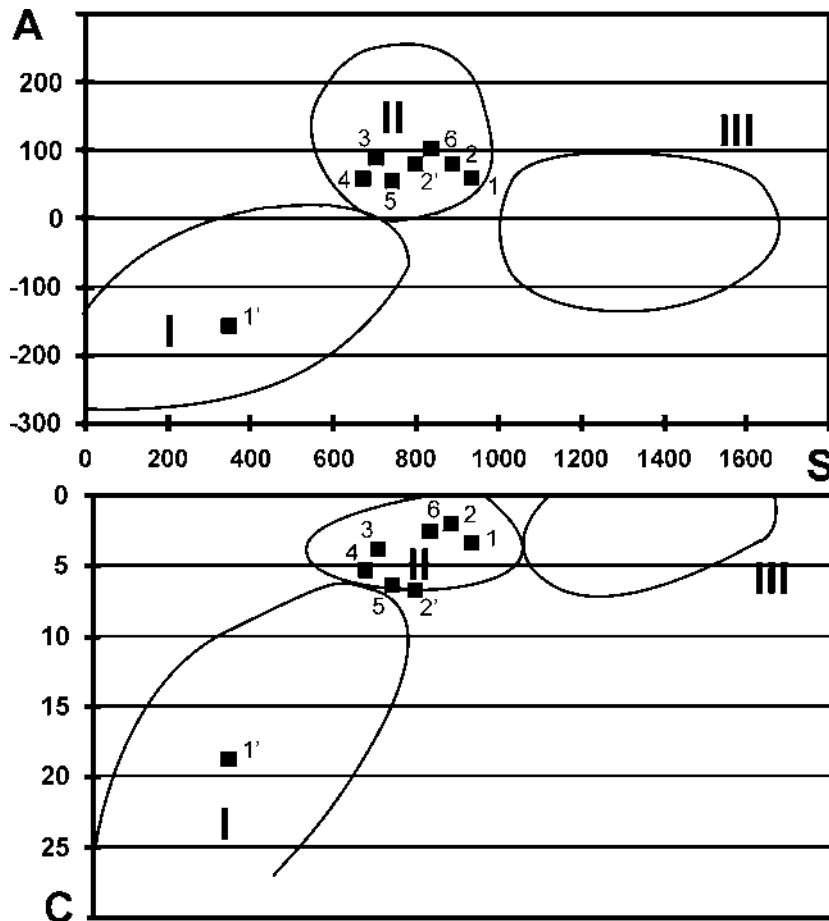


Рис. 2.13. Диаграмма А—S—С для докембрийских углеродистых отложений Башкирского мегантиклинория

Цифрами на диаграмме обозначены свиты: 1 — айская, 1' — большеинзерская, 2 — саткинская; 2' — суранская, 3 — бакальская, 4 — машакская, 5 — зигазино-комаровская, 6 — авзянская. Поля формаций: I — карбонатно-углеродистая, II — терригенно-углеродистая, III — кремнисто-углеродистая

Таблица 2.5

Средний химический состав углеродсодержащих пород Башкирского мегантиклинория (масс. %) [Рыкус и др., 1993]

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	ппп	Сумма	H ₂ O
Айская R _{1ai}	5	65,96	0,78	15,40	1,89	0,92	1,57	1,08	8,64	0,99	3,15	100,38	0,20
Большеинзерская 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	65,90	0,68	16,90	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	3,00	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	100,60	0,10
Машакская R _{1ms}	4	56,41	1,30	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	62,00	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

ных или неяснослоистых черносланцевых толщ терригенно-углеродистой формации. 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 слоёв толщиной от нескольких миллиметров до 10–15 см. В доломитах и известняках карбонатно-углеродистой формации УВ присутствует в форме тонкодисперсных пылевидных включений, равномерно распределённых в породе; в перекристаллизованных карбонатных отложениях с гранобластовой структурой отмечается очищение зёрен — 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 электронно-микроскопическим наблюдениям, выполненным для терригенно-углеродистых отложений зигазино-комаровской свиты, углеродистое вещество в них соответствует шунгиту.

Содержание C_{орг} в отложениях терригенно-углеродистой формации Башкирского мегантиклинория изменяется в широком диапазоне (табл. 2.6): от значений близких к 0,1% почти до 1,0%. Большинство значений группируется в интервалах 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 штучных проб обнаруживается обратная зависимость между содержанием CO₂ и C_{орг} — обычно максимумы концентраций C_{орг} приурочены к наименее известковистым, либо к умеренно известковистым разностям углеродистых пород.

Таблица 2.6

Среднее содержание C_{орг} в отложениях терригенно-углеродистой формации Башкирского мегантиклинория, % [Рыкус и др., 1993]

Свита	Кол-во проб	CO ₂	CO _{общ}	C _{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	$\frac{10,79}{1,27-20,41}$	$\frac{3,34}{0,58-6,9}$	$\frac{0,55}{0,1-0,92}$
Бакальская R _{1bk}	5	$\frac{1,81}{0,2-3,18}$	$\frac{0,77}{0,19-1,5}$	$\frac{0,66}{0,48-0,94}$
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, содержание C_{орг} в чёрных сланцах крайне не выдержаны как по разрезу, так и по простиранию одной и той же свиты. Так, например, для саткинской и зигазино-комаровской свит концентрации C_{орг} соответственно составляют 0,34–1,36% и 1,58% [Маслов, 1988], а в возрастных аналогах бурзяния на юге Башкирского поднятия — от 0,22–0,59% до 1,13–3,65% [Козлов и др., 1989]. Приведённые значения C_{орг} в большинстве случаев близки к кларковым, что позволяет относить рассматриваемые породы к нормальным осадочным образованиям и лишь некоторую их часть квалифицировать как низкоуглеродистые чёрные сланцы. Содержания углеродистого вещества в отложениях терригенно-углеродистой

формации зависят от их гранулометрического и вещественного состава и обычно повышаются при увеличении дисперсности осадка.

Обратимся к петрогеохимическим особенностям углеродистых отложений. Определение малых элементов, включённых в выборки (табл. 2.7), 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 вполне надёжными и использовать их при анализе.

В большинстве своём элементы 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 чёрных сланцев, а также связанные

с сульфидами (Co, Ni, As, Zn, Cu) и, возможно, с органическим веществом (Mn, Pb, V).

Отложения карбонатно-углеродистой формации южной части Башкирского мегантиклинория характеризуются рядом геохимических особенностей. Так, содержания большинства элементов в данных углеродистых породах почти в два раза ниже кларковых для обычных глин и глинистых сланцев (рис. 2.14). Как и ожидалось, для отложений этой формации 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 формаций. Им же свойственны пониженные содержания Cr и низкое (околокларковое) отношение Cr/Ti. Концентрации всех элементов терригенной группы в углеродистых отложениях изменяются вполне согласованно, что указывает, по-видимому, на их общий источник и единую форму нахождения. Отмечаются очень

Таблица 2.7

Среднее содержание элементов-примесей в углеродистых породах Башкирского мегантиклинория ($n \cdot 10^{-3} \%$) [Рыкус и др., 1993]

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	533 500-1000
Большееинзерская R_{1bin}	27	4,84 1,4-11,8	1,43 1,0-2,3	5,74 2,4-9,4	н. опр.	н. опр.	н. опр.
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	428 300-1000
Суранская R_{1sr}	6	3,85 2,5-4,8	0,77 0,1-1,3	4,95 2,5-6,5	н. опр.	н. опр.	н. опр.
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	400 200-700
Машакская $R_{1m\check{s}}$	4	7,0 6,9-7,1	2,45 2,4-2,5	13,0 9,0-15,0	н. опр.	н. опр.	н. опр.
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	571 300-1000
Авзянская R_{2av}	11	4,4 2,9-6,4	1,15 0,6-2,0	8,39 4,6-12,0	н. опр.	н. опр.	н. опр.

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
Большееинзерская R_{1bin}	27	2,26 1,0-9,8	6,68 2,2-12,2	н. опр.	н. опр.	30,0 17,0-47,6	14,0 12,4-16,8
Саткинская R_{1st}	144	7,57 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	н. опр.	н. опр.	н. опр.
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 $R_{1m\check{s}}$	4	0,65 0,5-0,75	4,2 3,9-4,5	5,0 1,4-7,0	н. опр.	н. опр.	н. опр.
Зигазино-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	1,35 0,4-2,8	н. опр.	н. опр.	н. опр.

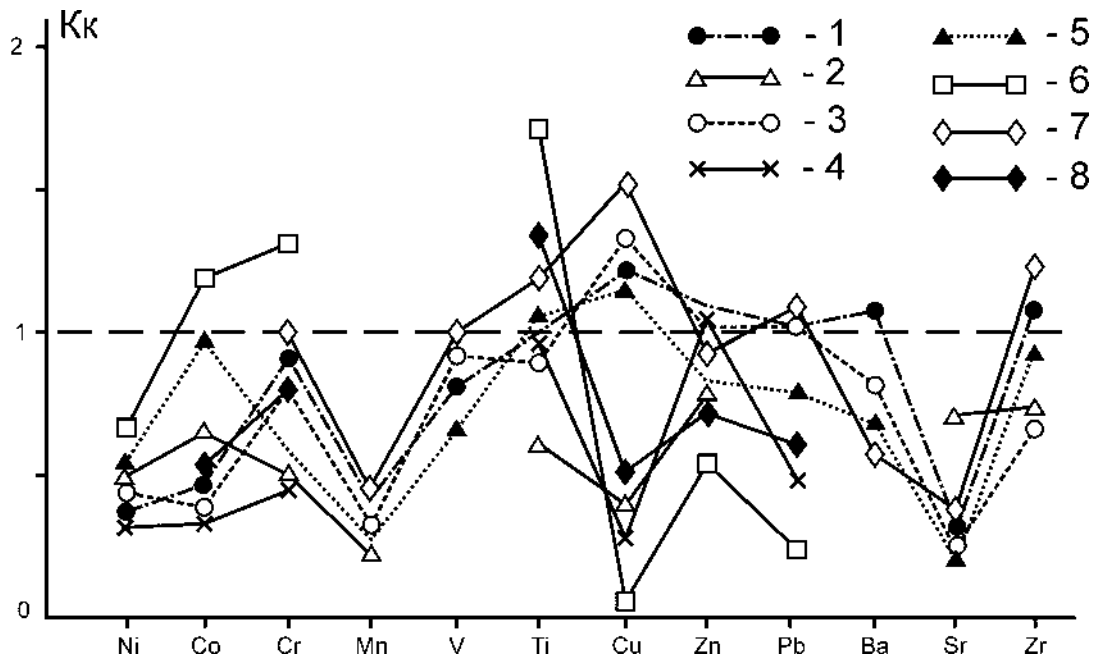


Рис. 2.14. Содержания малых элементов в докембрийских углеродистых отложениях Башкирского мегантиклинория [Рыкус и др., 1993]

Условные обозначения: 1 — айская, 2 — большеинзерская, 3 — саткинская, 4 — суранская, 5 — бакальская, 6 — машакская, 7 — зигазино-комаровская, 8 — авзянская свиты

низкие величины отношения K/Ca ($< 0,5$), что связано с заметным возрастанием удельного веса карбонатного компонента и уменьшением глинистого; вклад элементов карбонатной группы (Ca и Sr) для данных отложений становится преобладающим по сравнению с углеродистыми породами других формаций, хотя их содержания не превышают кларковых значений. Для углеродистых пород характерны устойчиво повышенные концентрации фтора, причём в разрезе отложений карбонатно-углеродистой формации они явно контролируются литологическим фактором: песчаники оказываются беднее фтором, чем алевролиты (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.

Отложения терригенно-углеродистой формации являются наиболее широко распространёнными в Башкирском мегантиклинории. Она представлена многочисленными разрезами в его северной и южной частях и охватывает стратиграфический интервал от RF_1 до RF_2 . 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 обогащённость 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. Отмечается приуроченность повышенных содержаний элементов кластогенной группы — Cr, Ti, реже Zr к углеродистым отложениям чудинской подсвиты, что связано с более высокой долей в её составе терригенного материала, имеющего 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, обеднён Ti, Al, Fe, Mg и относительно обогащён 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-углеродистой формации. Основная часть Ва находится в форме аксессуарного барита. На фоне аномально высоких содержаний Ва в породах обнаруживается явный дефицит Sr (в 4 раза ниже кларка). Резкое преобладание Ва над Sr обычно характерно для бескарбонатных (или слабокарбонатных) глинистых осадков относительно глубоководных бассейнов [Горбачёв, 1987]. Как правило, для таких отложений индикаторное значение $Va/Sr \geq 5$; почти всегда основным носителем для Sr в обломочных породах является карбонатная фаза цемента. Высокое значение Va/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 усреднённый состав, полученный по серии разобшённых разрезов, характеризуется низкими содержаниями Ni, Co, Cr, Mn, Ba, Sr, Zr, и лишь для Cu, Zn и Pb обнаружены более высокие околокларковые концентрации (см. рис. 2.14). Из петрохимических особенностей характерно более высокое значение щелочного модуля (ЩМ) (0,2 против 0,09 для айских отложений) за счёт 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 Бердяшского массива, углеродистая толща саткинской свиты, кроме рудогенных элементов, обогащена в вышекларковых 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 содержания всех элементов-примесей, за исключением цинка, гораздо ниже кларковых. Характерны более низкие, чем в саткинских отложениях, концентрации калия и закисного железа, а также значительная обогащённость 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 нижнерифейских терригенно-углеродистых отложений в северной части Башкирского поднятия. В основании разреза бакальской свиты присутствует мощная монотонная толща горизонтально-слоистых углеродисто-серичитоглинистых сланцев макаровской подсвиты, для которых отмечается обеднёность 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 Co и Cu. Общие петрохимические особенности — высокое содержание глинозёма 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 обогащённость карбонатных пород кластогенным материалом свидетельствуют о неустойчивом тектоническом режиме и начавшейся постепенной регрессии бассейна.

В среднем рифее отложения терригенно-углеродистой формации 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 следующие. 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 Co и Cr. 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 тёмно-серыми и чёрными 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 ещё большая обеднённость Ni, Co, Cr, но заметно выше содержания Cu, Zn и Pb; в околосларковых концентрациях установлены V и Zr. Существуют контрастные различия и по основным петрохимическим показателям. Содержания Al, Ti, Fe и Na в зигазино-комаровских углеродистых отложениях существенно снижаются, а Si, Mg и K становятся более высокими. Ещё ярче эти различия проявлены в изменении значений генетических модулей. По величинам Al_2O_3/Na_2O и K_2O/Na_2O чёрные 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 и 0,1. Фемический и гидролизатный модули выше в машакских отложениях, чем в зигазино-комаровских; эта же тенденция сохраняется и для титанового модуля — для первых его значения существенно повышены (0,07), а для вторых — близки кларковым для глинистых пород Русской платформы (0,05). Приведённые 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 (см. рис. 2.14). Углеродистые породы мало чем отличаются от таковых зигазино-комаровского уровня. В частности, можно указать лишь на их меньшую обогащённость 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

приведённые выше сведения об условиях накопления углеродистых осадков зигазино-комаровского уровня справедливы и для авзянского времени.

В заключение подраздела кратко рассмотрим геохимию золота. Геохимическое опробование на золото было выполнено только для отложений карбонатно-углеродистой и терригенно-углеродистой формаций 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 высокую дисперсию, колеблясь в диапазоне 0,01–0,001 г/т. Учитывая значительный дефицит элементов-примесей в характеризующихся отложениях, а также существенный разброс в содержаниях золота, можно допустить, что мы имеем дело с остаточными их величинами, обусловленными постседиментационными преобразованиями пород [Юдович и др., 1990₁].

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 углеродисто-глинистых 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 чёрных сланцах зигазино-комаровского уровня его концентрации не превышают 0,005 г/т.

2.2.3. Рудоносность углеродистых отложений

Докембрийские углеродистые отложения рассматриваемого района так же, как и всего Южного Урала, 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 распространённость углеродистых пород среди рифейских отложений, их специальное геохимическое изучение до настоящего

времени 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 отчётах.

Изучение верхнепротерозойских черносланцевых пород в различных районах Башкирского мегантиклинория показало, что их золотоносность проявляется исключительно в зонах влияния разрывных нарушений, насыщенных магматическими телами различного состава. В структуре Башкирского мегантиклинория наиболее перспективными на обнаружение золото-сульфидного типа оруденения в чёрных сланцах являются Горноприискская зона Авзянского рудного района [Рыкус, 1995; Рыкус, Сначёв, 1999] и отдельные участки углеродистоглинистых отложений, обнажающихся на протяжении более чем 40 км от пос. Улу-Елга на севере до пос. Кагарманово на юге (см. рис. 2.11). Они обладают целым комплексом благоприятных поисковых признаков, главными среди которых являются:

- 1) широкое распространение сульфидизированных углеродсодержащих отложений (большеинзерская, зигазино-комаровская, машакская и другие свиты рифея);
- 2) высокая степень изменения пород гидротермальными процессами и их широкое развитие;
- 3) наличие зон трещиноватости, рассланцевания и смятия пород;
- 4) аномально повышенные содержания золота в почвах и коренных породах;
- 5) наличие коренных проявлений золото-кварц-сульфидного типа минерализации.

2.2.3.1. Рудопроявление Горный Прииск

Рудопроявление золото-кварц-сульфидного типа Горный Прииск расположено в тектоническом блоке, ограниченном с запада и востока Караташским и Большеавзянским субмеридиональными разломами (см. рис. 2.11). В западной части рудопроявления 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 рудопроявления брахисинклинальную складку близкого к широтному простирания (рис. 2.15). 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 серёгинской подсвиты зигазино-комаровской свиты [Рыкус, 1995].

Складчатая структура рудопроявления осложнена многочисленными разрывными нарушениями северо-западного (аз. $310-320^\circ$) и северо-восточного (аз. $40-60^\circ$) направлений, разбивающими синклинальную складку на отдельные блоки. Большинство из этих разломов выполнено брекчиями, сцементированными кварцем; характерна также интенсивная каолинизация дроблённых вмещающих пород. В центральной части рудопроявления отмечаются несколько коротких субширотных разломов сдвигового типа, а также субмеридиональных, совпадающих с ориентировкой Караташского надвига. По характеру перемещений субмеридиональные разломы, по видимому, являются взбросами; по данным Н.Н. Ларионова к северу от рудопроявления вертикальная амплитуда перемещения вдоль Караташского взброса составляет 1,5–2,0 км.

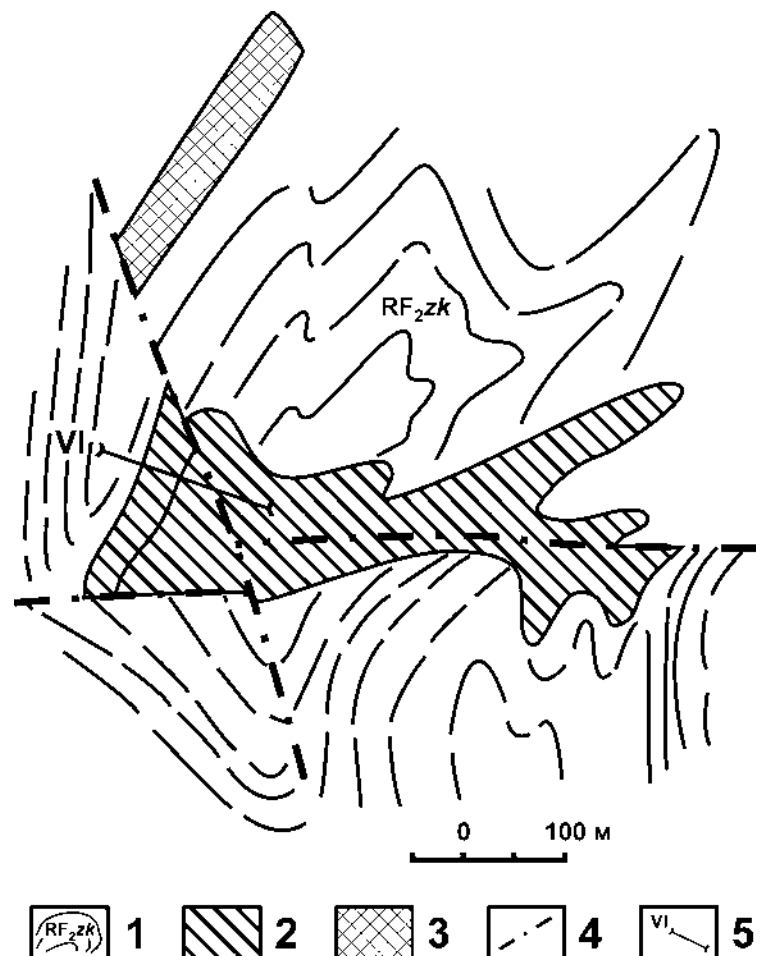


Рис. 2.15. План рудопроявления Горный Прииск. По данным геологоразведочных работ Абзелиловской ГПП (с упрощениями)

Условные обозначения: 1 — углеродистые песчано-глинистые отложения зигазино-комаровской свиты, 2 — контур основной рудной зоны, 3 — контур перспективной золото-сульфидно-кварцевой минерализации, 4 — разрывные нарушения, 5 — линия геологического разреза, представленного на рис. 2.16

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 перетёртыми 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 перетёртыми вмещающими породами с дроблёным 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 линзообразными кварцевыми жилами мощностью от 0,1 до 2,5 м (рис. 2.16). 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 рудных тел прожилкового типа 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.

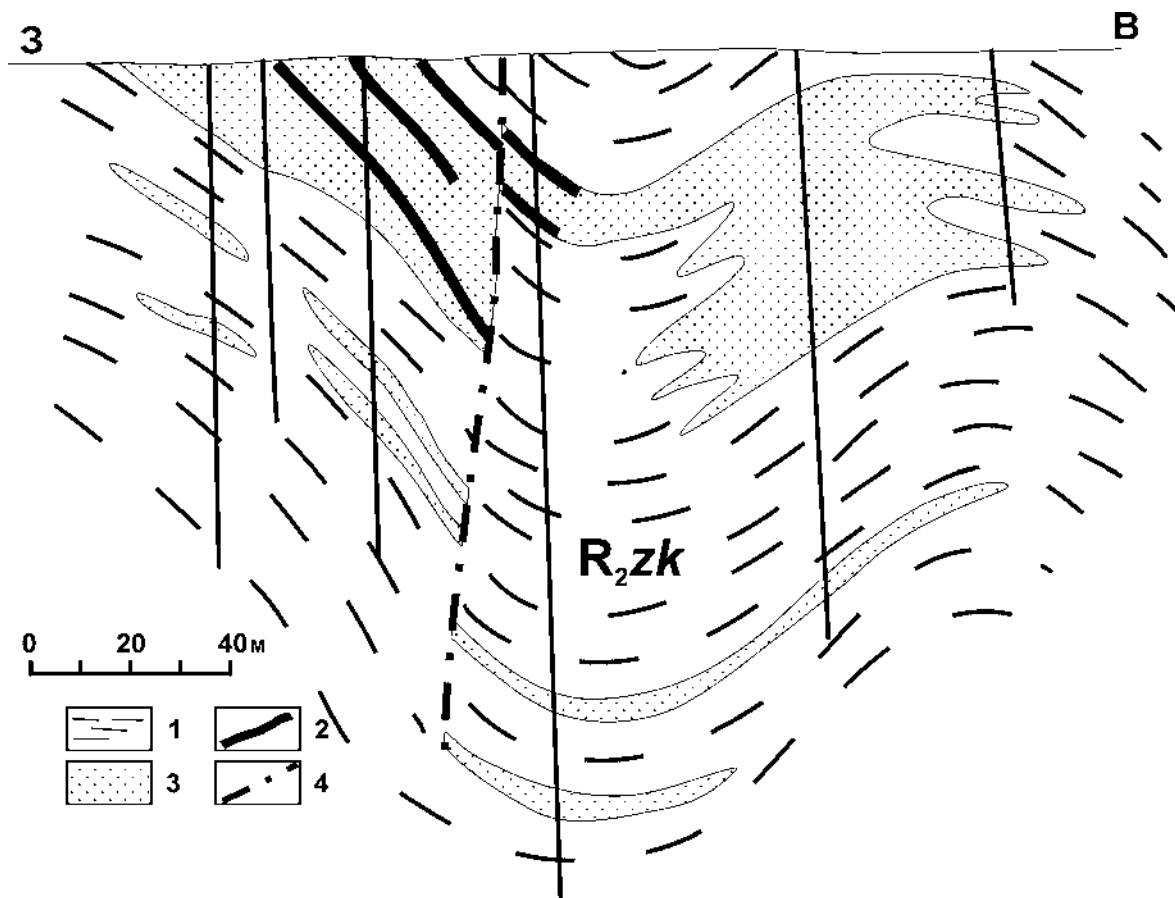


Рис. 2.16. Геологический разрез рудопроявления Горный Прииск. По данным геологоразведочных работ Абзелиловской ГПП (см. рис. 2.15)

Условные обозначения: 1 — углеродистые песчано-сланцевые отложения, 2 — золотосодержащие кварцевые жилы, 3 — золотосодержащие песчано-сланцевые отложения, 4 — разлом

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 синклинали складки. Оруденелые породы интенсивно метаморфизованы — глинистые минералы в цементе песчаников и в сланцах полностью преобразованы в серицит, а в обогащённых 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. Содержание Au обычно не превышает 2–4 г/т, но резко возрастает (до десятков г/т) в прослоях, обогащённых 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 залбандов 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 неизменные породы.

В процессе геолого-поисковых работ в пределах Горноприискового 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 изменённых (окварцованных) пород и положительные геохимические аномалии золота.

Нами изучена сульфидно-вкрапленная минерализация в пределах северного фланга Западной зоны на участке, расположенном севернее основного разведочного профиля (IV) (см. рис. 2.15). Изучались терригенные углеродистые породы зигзино-комаровской свиты в полосе протяжённостью около 1 км. Рудная зона здесь на поверхности не обнажена, но о её присутствии свидетельствуют многочисленные обломки окварцованных и сульфидизированных пород, встречающиеся среди крупно-обломочного делювия. По простиранию рудная зона вскрыта единичными закопушками, из кото-

рых взяты штучные 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 висячего крыла Караташского надвига и представлена кварцево-жильным, кварцево-прожилковым (штокверковым) и вкрапленным (сульфиды в изменённых песчано-сланцевых породах) типами.

Кварц в жилах желтовато-серый, обохренный с редкими пустотами выщелачивания по пириту. По трещинам иногда присутствуют железистые охристо-глинистые образования. Окварцевание прожилкового типа сосредоточено в зонах кливажных трещин или в замках микроскладок. Кварц здесь сильно трещиноват, содержит многочисленные включения пирита, часто окисленные и выщелоченные. Вкрапленная сульфидная минерализация приурочена к зонам смятия и дробления песчано-сланцевых пород. Основной рудный минерал — метаморфогенный пирит — присутствует в количестве 5–10%, иногда совместно с ним встречаются арсенопирит и пирротин, значительно реже — халькопирит. Сульфидная минерализация почти всегда сопровождается окварцеванием вмещающих пород. Характерными типами изменений являются серицитизация, карбонатизация, хлоритизация.

Проведённое опробование рудоносной зоны показало (табл. 2.8), что золото присутствует в рудных концентрациях во всех типах минерализации. Из 48 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 [Сначёв и др., 1996].

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 [Сначёв и др., 2001].

Наиболее неравномерно золото распределено в углеродистых алевролитах, которым свойственна различная интенсивность вторичных изменений. В слабо ожелезненных породах с редкими включениями сульфидов содержание золота не превышает 0,2 г/т, а в лимонитизированных окварцованных

Таблица 2.8

Содержания золота и серебра в породах флангов Горного прииска

№ 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 ожелезненный 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 пустотами выщелачивания
7	ГП-7	сл.	3,1	окварцованный алевролит с выщелоченными сульфидами
8	ГП-8	0,2	10,8	кварцевый метасоматит с выщелоченными сульфидами
9	ГП-9	0,6	5,8	то же
10	ГП-10	0,6	2,2	алевролит с пустотами выщелачивания пирита
11	ПП-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 окисленными сульфидами
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	сл.	6,1	то же
19	ГП-19	11,4	4,2	то же
20	ГП-20	0,8	4,2	лимонитизированный алевролит с кварцевыми прожилками
21	ГП-21	1,6	5,8	окварцованный лимонитизированный алевролит
22	ГП-22	2,0	5,8	алевролит пиритизированный с кварцевыми прожилками
23	ГП-23	0,2	4,8	то же
24	ГП-24	1,1	18,3	кварцевый метасоматит брекчированный
25	ГП-25	0,1	25,3	окварцованный алевролит с реликтами пирита
26	ГП-26/1	5,5	101,8	лимонитизированный окварцованный 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 пиритизированный и окварцованный
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	пиритизированный алевролит с кварцевой жилой
35	ГП-33	0,4	5,0	лимонитизированный окварцованный алевролит
36	ГП-34	0,2	1,8	то же
37	ГП-35	0,1	5,3	окварцованный алевролит с реликтами пирита
38	ГП-36	0,4	6,8	то же
39	ГП-37	0,3	8,8	окварцованный лимонитизированный алевролит
40	ГП-38	0,2	5,2	окварцованный алевролит с выщелоченными сульфидами
41	ГПр-46	0,6	—	брекчиевидная изменная порода близ кварцевых жил
42	ГПр-48	0,3	—	кварцитопесчаник с кварцевыми прожилками и сульфидами
43	ГПр-49	0,2	0,4	кварцитопесчаник с сульфидами
44	ГПр-51	0,6	—	контакт алевритистых сланцев с кварцевой жилой
45	ГПр-52	9,1	—	ожелезненный алевролит
46	ГПр-53	1,4	—	то же
47	ГПр-54	0,3	0,1	кварцитопесчаник с выщелоченными сульфидами
48	ГПр-55	4,9	сл.	ожелезненный кварцитопесчаник

алевролитах с большим объёмом 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.

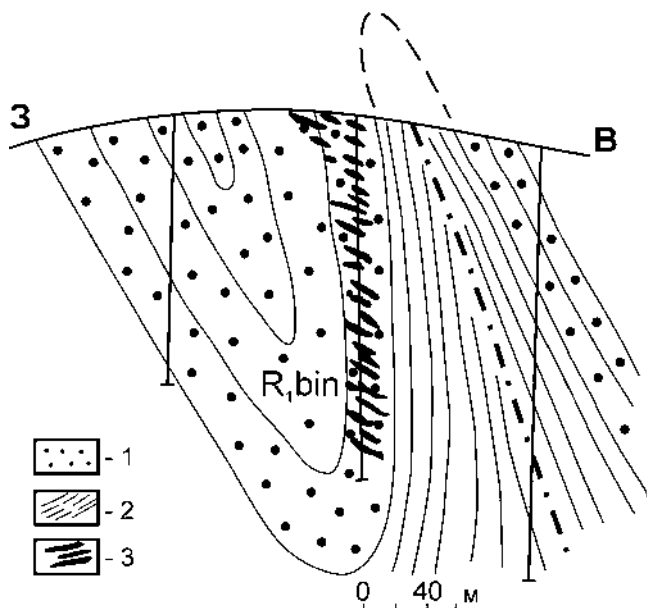
Как показывают аналитические данные, распределение золота в рудных штуфах, отобранных в разных частях зоны, относительно устойчиво, что свидетельствует о выдержанности оруденения по простиранию и его возможных перспективах на глубину. Размеры зоны, судя по ширине ореола

окварцованных пород, могут составлять $0,1 \times 1$ 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 [Сначёв и др., 1996].

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.

2.2.3.2. Рудопроявление Улюк-Бар

Рудопроявление золото-кварцевой формации Улюк-Бар расположено в зоне Караташского надвига среди песчано-сланцевых отложений большеинзерской свиты, подвергшихся интенсивной изоклинальной складчатости и прорванных дайками габбро-диабазов. Оруденение представлено кварцевыми жилами или сериями жил, совмещёнными с зонами интенсивного рассланцевания и смятия



серицит-полевошпат-кварцевых песчаников. По данным геолого-разведочных работ такие зоны обычно приурочены к участкам сочленения узких запрокинутых на запад антиклинальных складок с аналогичными синклиналиями (рис. 2.17). Рудолокализирующими структурами являются трещины скалывания в песчаниках, а также межпластовые или межслоевые трещины отрыва на границе двух разнородных литологических сред — глинистых сланцев и песчаников. Простираение этих разрывов север-северо-восточное, в общем согласное с простиранием региональных складчатых и разрывных структур района. Отмечается крутое, почти вертикальное падение рудоносной зоны и пологое ($\angle 10-20^\circ$) залегание слагающих её кварцевых жил. Мощность последних обычно не превышает первых десятков сантиметров, в редких случаях достигает 1–2 м при максимальной протяжённости 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, пирротинном, 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 магмогенными 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

Рис. 2.17. Геологический разрез рудопроявления Улюк-Бар. По данным геолого-разведочных работ Абзелиловской ГПП

Условные обозначения: 1 — песчаники большеинзерской свиты, 2 — углеродистые сланцы, 3 — золотосодержащие кварцевые жилы и прожилки

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-метагенетическими 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 простирания 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. 2.18).

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 зёрен, 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 микростилолитовые структуры; кварцевые зёрна 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 слоис-

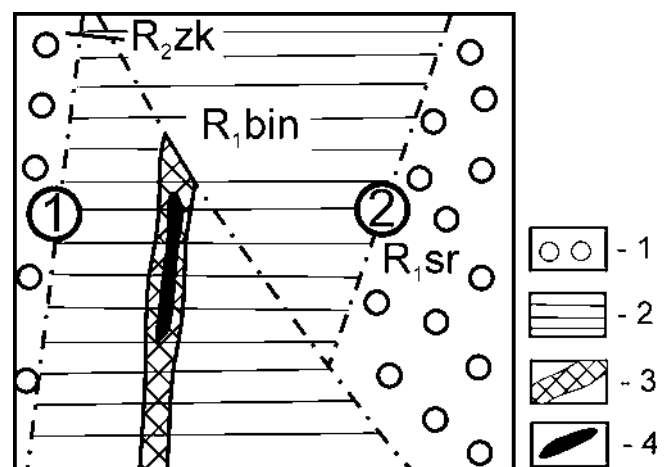
тости осадочных пород. Судя по текстурно-структурным особенностям, этот пирит можно отнести к наиболее ранней осадочно-диагенетической разновидности с начальными признаками раскристаллизации. Его доля заметно повышается среди тонкообломочных алевро-глинистых пород и убывает в однородных песчаных и карбонатных осадках. Отчётливый литологический контроль ранней сульфидной минерализации проявлен в углеродсодержащих глинистых отложениях, где объём 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 подчинённое положение. В углеродисто-глинистых осадках с этой стадией метаморфизма связано появление обильных включений тонких призматических кристаллов турмалина.

Рис. 2.18. Схема метаморфической зональности рудопроявления Улюк-Бар

Условные обозначения. Зоны: 1 — ката-метагенетических изменений, 2 — альбит-мусковит-зеленосланцевой фации, 3 — карбонат-серицит-хлоритовая, 4 — серицит-кварцевая. Надвиги: 1 — Караташский, 2 — Большеавзянский



Наиболее интенсивной перекристаллизации, коррозии и регенерации подверглись кварц- и карбонатсодержащие породы. В кварцито-песчаниках большеинзерской свиты цемент полностью перекристаллизован, а вокруг зёрен минералов (кварца, циркона) отчётливо видны регенерационные каёмки. 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 крупнокристаллическим 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 огранённые 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 [1986]) его температура кристаллизации составляла 280–300 °С, а по распределению Со и Fe в той же ассоциации температура оценивается в 320 °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 лиственизации 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 распространённых алевро-песчаных и глинисто-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 объём в сильно изменённых 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 к серициту.

Характерным минералом зоны углекислотного метасоматоза является пирит. В зависимости от интенсивности рассланцевания пород и их метасоматического изменения он может занимать до 10% объёма 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 зёрна 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 гнёзда, иногда развивается по основной массе пород, где корродирует обломки полевых шпатов и кварца. Образует средне-крупнозернистые (1 мм и более) чешуйчатые агрегаты, объём которых в наиболее изменённых породах составляет более 40%.

Окварцевание развивается как путём перекристаллизации исходных песчаных и алевролитовых отложений, так и в результате значительного привноса кремнезёма. 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 зёрен. 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 протяжённости 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 обогащённые золотом участки тяготеют к зальбандам кварцевых жил, насыщенным сульфидными минералами. Золото выделяется чаще всего у контактов зёрен 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, близкоодновременно с выделением халькопирита, сфалерита, галенита. Размер золотинок составляет 0,001–0,5 мм, реже более. Пробность золота различных классов крупности высокая и составляет от 850 до 960 (по данным ЦНИГРИ). Из элементов примесей в рудах установлены невысокие содержания меди, селена, теллура, присутствует серебро.

Возраст золотоносных кварцевых жил на основании К-Аг определений по серициту из околожильноизменённых пород (674–873 млн. лет, данные

А.А. Алексеева [1986]), и с учётом 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 300–350 °С. Приведённый выше минеральный состав кварцевых жил также соответствует типичному среднетемпературному парагенезису.

Описанные разнофациальные зоны эпигенетических изменений с типоморфным для них набором минералов являются близкоодновременными образованиями, обусловленными проявлением приразломного динамометаморфизма. На сопряжённость 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.

2.2.3.3. Разрез Улу-Елга

Западнее пос. Улу-Елга у автодороги Уфа — Белорецк выходит на поверхность черносланцевая толща машакской свиты среднего рифея, слагающая северную часть Ишлинского грабена [Сначёв и др., 1996; Рыкус, Сначёв, 1999]. Общая мощность разреза составляет около 150 м; представлен он преимущественно углеродистыми сланцами с прослоями алевролитов и алевропесчаников, интродуцированных магматическими телами основного состава.

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 её 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. Простирание оруденелых зон северо-восточное (50–60°), падение крутое ($\angle 65^\circ$), нередко практически вертикальное (рис. 2.19). Мощность их наиболее интенсивно минерализованных частей колеблется от нескольких десятков сантиметров до первых метров. Они разделены между собой участками менее изменённых пород такой же мощности [Сначёв и др., 1996].

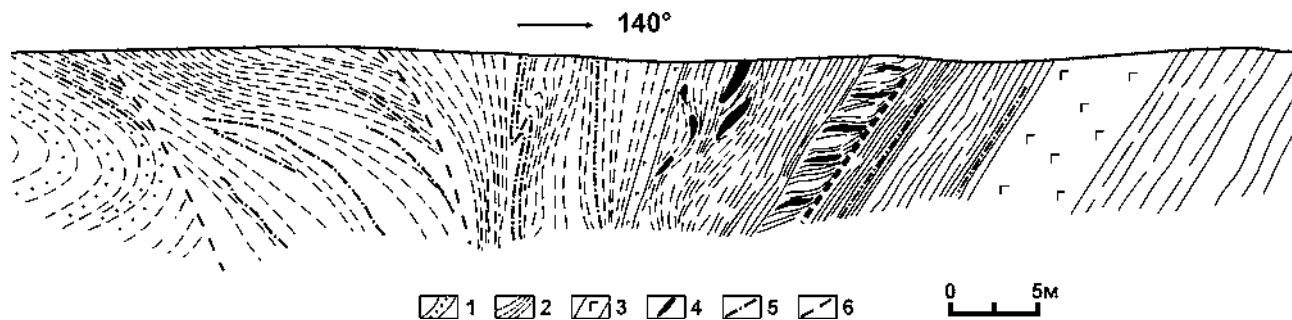


Рис. 2.19. Разрез черносланцевой толщи у пос. Улу-Елга [Сначёв и др., 1996]

Условные обозначения: 1 — алевролиты и песчаники, 2 — пиритизированные углеродистые сланцы, 3 — магматические породы основного состава, 4 — будинированные кварцевые жилы, 5 — кварцевые прожилки, 6 — зона тектонических нарушений

Кварцевые жилы обычно крутопадающие, морфологически крайне не выдержаны, с частыми раздувами и пережимами, иногда будинированы; 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.

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.

Рудная минерализация отмечается по всей мощности разреза, но её интенсивность, как правило, возрастает на участках повышенного рассланцевания и дробления вмещающих пород. Рудная зона опробована борзодовым и штуфным способами; часть штуфных проб проанализирована пробирным методом на золото. По полученным данным можно отметить следующее (табл. 2.9).

Убогосульфидная кварцево-жильная минерализация и зоны метасоматического окварцевания в чёрных сланцах обогащены золотом, концентрации которого — 0,4–1,0 г/т; содержание серебра в них — менее 5 г/т. В пиритизированных и окварцованных углеродистых сланцах так же, 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 [Сначёв и др., 1996].

Таблица 2.9

Содержания золота и серебра (г/т) в углеродсодержащих породах Улуелгинского участка (Сначёв и др., 1996; Рыкус, Сначёв, 1999)

№ п/п	№ образца	Au	Ag	Название породы
1	2	3	4	5
1	614	0,2	2,6	углеродистый сланец, слабо ожелезненный
2	614/1	0,8	2,8	ожелезненный жильный кварц
3	614	0,1	1,5	метадиабаз
4	D-12	1,0	0,4	ожелезненный, лимонитизированный 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	ожелезненный 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

Таблица 2.9 (окончание)

1	2	3	4	5
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 окварцованный и лимонитизированный
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
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 лимонитизированный 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	окварцованный 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	—	—	окварцованный и серицитизированный углеродистый сланец
53	Д-21	—	—	лимонитизированный углеродистый сланец с пустотами выщелачивания
54	Д-22	0,1	1,3	алевролит хлоритизированный и ожелезненный
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 лаборатории Миндякского рудника пробирным методом. Аналитик Н.М. Кирсанова.

Уже первые анализы штучных проб позволяют наметить ширину рудного контура с содержаниями металла 0,2–0,4–1,0 г/т размером около 100 м.

По нашим наблюдениям разрез рудоносной черносланцевой толщи имеет продолжение к западу ещё почти на 150–200 м, где также присутствуют

зоны окварцевания и сульфидной минерализации. По простиранию эта зона уверенно прослеживается с поверхности почти на 20 км (от д. Гадылышино на севере до пос. Кудашманово на юге) и имеет вертикальный размах более 100 м [Сначёв и др., 2001].

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

2.2.3.4. Разрез Кагарманово

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 [Рыкус, Сначёв, 1999]. Здесь в бортах придорожного разреза вскрыты песчано-сланцевые отложения с прослоями и пачками углеродистых сланцев (рис. 2.20).

Отложения интенсивно дислоцированы, в отдельных интервалах разреза отмечаются встречные падения пород, изоклиная напряжённая складчатость, пloyчатость, широко проявлен кливаж и микробудинирование. Общее простирание дислоцированных пород близко к меридиональному. Вкрест простирания с востока на запад разрез представлен:

1. Инт. 0,0–20,0 м. Переслаивание глинистых сланцев, слюдисто-кварцевых алевролитов, песчаников и углеродистых сланцев. Последние образуют прослой 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 бурой 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.

2. 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. Прослой 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, отчётливо выделяются две системы сопряжённых тектонических трещин, широко развита пloyчатость, флексурные изгибы слоёв, будинаж-структуры и разлинзование, повсеместно проявлена динамометаморфическая регенерация кварца. По всему интервалу породы лимонитизированы и даже на участках явного отсутствия вкрапленности пирита имеют пятнистую бурую окраску.

3. 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.

4. 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 бурой лимонитовыми охрами.

5. 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 объёма сланцев, и 2) мелкими (~1 мм) кристаллами пирита идеальной огранки, образующими густую полосовидную вкрапленность, сосредоточенную в основном в светлоокрашенных кремнисто-глинистых прослоях. Иногда среди чёрных сланцев встречаются густо-вкрапленные и сплошные полосовидные обособления

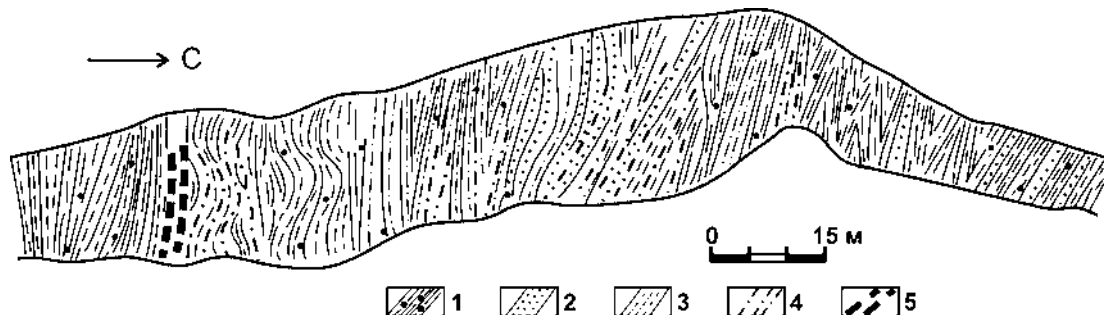


Рис. 2.20. Разрез углеродисто-сульфидной толщи у д. Кагарманово [Рыкус, Сначёв, 1999]

Условные обозначения: 1 — сульфидизированные углеродистые сланцы, 2 — песчаники и алевролиты, 3 — глинистые сланцы, 4 — кварцевые жилы, 5 — зоны сульфидной минерализации

пирита в виде “рудных слоёв” 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 чёрных сланцев присутствуют прослои кварцитов, также содержащих обильную вкрапленность пирита, частично окисленного до порошокватого сажистого состояния. Всё 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 объёмной пиритизации пород. В контуре сульфидизированной зоны интенсивность этого процесса максимальна, а в направлении верхнего ограничения полосы дислокации 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 отчётливый 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 обнажённой 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 путём механического измельчения породы до порошкового состояния с дальнейшим её анализом в химико-спектральной лаборатории ЦНИГРИ (г. Москва). Результаты анализов проб на группу благородных металлов представлены в табл. 2.10 (пробы 1–18

Таблица 2.10

**Содержание благородных металлов в породах черносланцевой формации
Кагармановского участка, г/т [Рыкус, Сначёв, 1999]**

№ п/п	Au	Ag	Os	Ru	Pt	Pd	Rh	Ir
1	2	3	4	5	6	7	8	9
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	< 0,01	< 0,004	< 0,004	0,27	< 0,02	< 0,01	< 0,002
18	0,0065	< 0,01	< 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	—

Таблица 2.10 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
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	—	—
28	—	—	—	—	0,03	0,10	—	—

Примечания: 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 ИГЕМ РАН только на Pt, Pd, Rh.

анализировались в ЦНИГРИ, 19–28 — в ИГЕМ РАН). 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.

В абсолютном большинстве проанализированных проб, независимо от состава пород, содержания золота составляют от 10 до 90 мг/т. Согласно классификации Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис [1994], 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 половину проб черносланцевого разреза характеризуют аномальные содержания золота, а единичные концентрации металла укладываются в категорию рудогенных аномалий, связанных с участием 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 чёрных сланцев — 80 мг/т и 270 мг/т, и 7 анализов с аномально высокими — 100–160 мг/т содержаниями палладия. Подобные концентрации обычно свойственны геохимическим ореолам этих элементов вокруг рудных тел промышленных месторождений платино-палладиевой 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 объёма опробовательских работ.

2.2.4. Роль разломов в локализации оруденения

Главной рудоконтролирующей структурой района является Караташский надвиг, ограничивающий с запада зоны развития рудоносных метасоматитов и коренные проявления золоторудной минерализации (см. рис. 2.11). Надвиг отчётливо фиксируется геофизическими методами и надёжно распознаётся на космических снимках. На большей своей части он имеет север-северо-восточное простирание и на поверхности проявлен линейной зоной повышенной трещиноватости и напряжённой тектонической складчатостью. Известная его протяжённость превышает 70 км; на южном фланге рассматриваемой площади он контролирует пояса даек габбро-диабазов и целый ряд мелких проявлений золоторудной минерализации в бассейнах ручьёв Акташский, Кальтива, Куртмоля. Падение плоскости сместителя надвига восточное под углом 60–70°.

На протяжении более чем 25 км надвигом срезаются породы большеинзерской, суранской и зигальгинской свит, а в центральной части района (на широте пос. Исмакаево) приведены в соприкосновение отложения большеинзерской и зигазинокомаровской 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 ано-

малии, фиксирующие, возможно, не вскрытые 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 в 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 расщепления 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 надвиговой тип разломов хорошо устанавливаются при маршрутных исследованиях западного борта хр. Бол. Шатак. Начиная от долины р. Бол. Авзян и до водораздельной части хребта прекрасно обнажены отложения юшинской и машакской свит позднего протерозоя, контакт между которыми почти на всём 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 свиты; в зоне разлома породы сильно трещиноваты, интенсивно сульфидизированы и серицитизированы.

Южный фланг разлома (западнее г. Катушка) 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 расщепления и срезаются поверхностью разлома, выше которой галька машакских конгломератов сильно раздавлена, а цементирующий материал интенсивно расщеплен. 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 протяжённости, 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 сдвиго-надвиговые парагенезисы обуславливают блоковое строение района, особенно хорошо выраженное на участках сближения наиболее крупных субмеридиональных разломов. В этих местах создаётся общая высокая раздробленность пород, развивается система сопряжённых более мелких разрывов, что обеспечивает благоприятные условия для локализации оруденения.

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

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 слоёв, разделённых разломом. Так, например, в низовьях ключа Шатакского, имеющего широтную ориентировку, отмечается преобладание сдвиговой составляющей движения и перемещение толщ в западном направлении вкрест простирания пород, а в верховьях того же ключа, протекающего почти меридионально, можно наблюдать южно-направленные сдвиговые перемещения с вертикальной сбросовой составляющей в 10–15 м.

Сдвиговая природа северо-западных разломов проявлена и в пределах рудопроявлений Горный Прииск и Улюк-Бар, где шовные зоны этих нарушений, выраженные повышенным расщеплением пород, сопровождаются сопряжёнными 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 золото-рудная минерализация.

Анализ имеющихся геологических материалов показывает, что сдвиго-надвиговые нарушения, подобные вышеописанным, широко распространены в пределах Башкирского мегантиклинория и играют важную структурообразующую, магма- и рудоконтролирующую роль. Согласно геолого-геофизическим данным, субмеридиональные и

северо-восточные системы разломов отличаются наибольшей протяжённостью, совпадают с преобладающим простиранием складчатых структур и границами крупных структурно-формационных зон. Северо-западные разломы являются поперечными к генеральному простиранию структур мегантиклинория и развиты преимущественно в его южной части. Исходя из структурообразующей роли, геологической выраженности и пространственных взаимоотношений систем разрывных нарушений, их заложение можно определить как близкоодновременное с несколько более ранним образованием субмеридиональных разрывов, которые для Башкирского мегантиклинория, по-видимому, являются наиболее древними. Эти разломы неоднократно омолаживались и в его современной структуре хорошо выражены региональными линейными элементами.

Сопоставление положения рудных объектов Башкирского мегантиклинория 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 чёткие системы, наиболее интенсивно развиты в тектоническом блоке между Караташским и Большеавзянским надвигами. Особенно широко зоны повышенной трещиноватости пород развиты висячем крыле Караташского надвига, вблизи его фронтальной части. В этих зонах, протяжённостью 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 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 неизменённых 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 трещины (падение 120–140° \angle 45–70°), близкие по простиранию к основным разрывам; в южной части (рудопроявление Горный Прииск) кроме того, значительно развиты субширотные и северо-западные (рудоконтролирующие) системы трещин, поперечные к общей вытянутости блока (рис. 2.21).

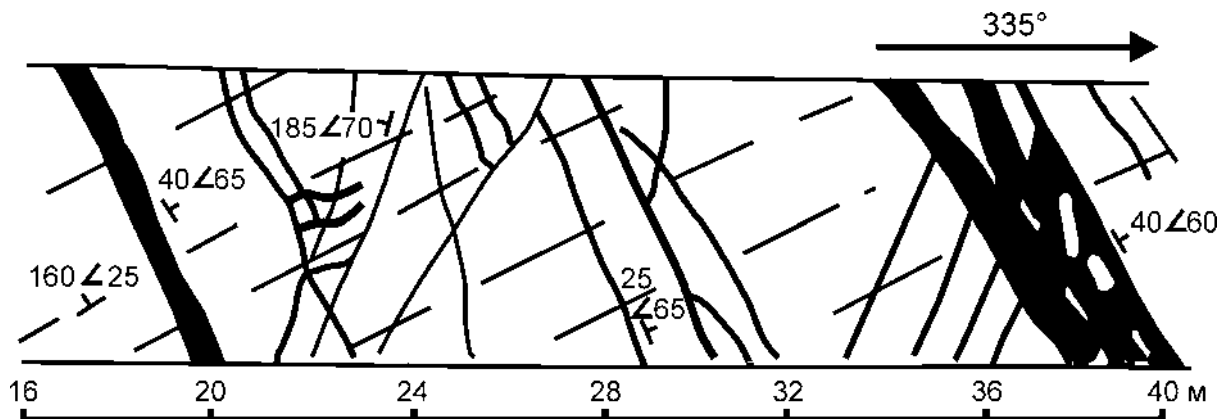


Рис. 2.21. Кварцевые жилы в песчаниках зигазино-комаровской свиты. Рудопроявление Горный Прииск. Зарисовка южной стенки штольни

3. За пределами тектонического блока резко снижается интенсивность трещиноватости и метаморфических преобразований пород.

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

2.2.5. 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°. В северной части её свод представлен отложениями средней подсвиты большеинзерской свиты, а к югу она погружается в южном направлении и на поверхность выходят более молодые породы.

Антиклиналь асимметрична: её 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 всём протяжении наклонена на восток под углом 70°. Шарнир складки воздымается к северо-востоку, обуславливая увеличение 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 всём её 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 рудопроявление Горный Прииск. В южной части проявления вмещающие терригенные отложения падают круто ($\angle 60\text{--}70^\circ$) на восток, к востоку они постепенно выполаживаются, а затем приобретают общее северо-западное падение, образуя в юго-западной части рудопроявления 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 серёгинской подсвиты зигазино-кома-

ровской свиты. Складчатая структура осложнена многочисленными разрывными нарушениями северо-западного (аз. 310–320°) и северо-восточного (аз. 40–60°) направлений, разбивающими складку на отдельные блоки.

На севере Айгырской антиклинали на широте рудопроявлений Кургашлинское и Улюк-Бар картируются две полные складки антиклинального и синклинального типов, шарниры которых параллельны Караташскому надвигу. Размах крыльев этих складок не превышает 200 м, амплитуды составляют от 300 до 800 м, 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. $100^\circ \angle 70\text{--}80^\circ$ и аз. пад. $115\text{--}120^\circ \angle 10\text{--}30^\circ$.

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 выдержанное простираение по отношению 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 напряжённых 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. Бол. 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. Катуска. Здесь ширина и высота складок не превышают первых метров, ориентированы они в северо-восточном или субмеридиональном направлениях в соответствии с простирием сопряжённых с ними разрывных нарушений. Складчатость сопровождается повышенной трещиноватостью пород, однако интенсивность её 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 района. Независимо от возраста и состава отложений повышенная золотоносность отмечается на всех уровнях разреза и подчинена отчётливому структурному контролю.

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

В западном крыле Айгырской антиклинали в осложняющей его небольшой синклинали складке углеродистые сланцы бердагуловской подсвиты суранской свиты также аномально золотоносны (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.

Обогащённые 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, приведённые данные показывают, что золоторудная минерализация локализуется в основном в тектоническом блоке, примыкающем к Караташскому надвигу, а в пределах этого блока её пространственное размещение определяется различным сочетанием разрывных и складчатых структур высоких порядков.

Выводы по главе. Анализ проведённых исследований по изучению рудоносности и палеогеографических условий накопления углеродистых отложе-

ний северной части Ямантауского и Маярдакского антиклинориев позволил сделать несколько выводов, наиболее значимые из которых следующие:

1. Углеродистые отложения юшинской, машакской, зигальгинской и зигазино-комаровской свит относятся к низкоуглеродистому типу, принадлежат терригенно-углеродистой формации и образовались в пределах мелководных бассейнов.

В машакское время осадочный бассейн был более глубоководный, чем в зигальгинское. Для углеродистых отложений зигальгинской и машакской свит существовали разные источники привноса терригенного материала, отличные по химическому составу.

2. Анализ результатов опробования углеродистых отложений на золото позволил выделить в зигазино-комаровской свите уровень, наиболее перспективный на проведение дальнейших поисковых работ.

Рассматриваемые углеродистые сланцы перспективны и на палладий, особенно породы кызылташской толщи, где отмечены содержания в 0,48 и 0,89 г/т, а в среднем — 0,20 г/т. Для образований машакской свиты эти показатели заметно меньше — 0,27 г/т и 0,052 г/т (среднее). Для зигазино-комаровской свиты средние содержания палладия — 0,061 г/т, а максимальные — 0,21 г/т.

Среднее содержание вольфрама в углеродистых образованиях кызылташской толщи 90 г/т (максимальное — 130 г/т), аюсапканской толщи — 136 г/т (200 г/т), зигазино-комаровской свиты — 111 г/т (420 г/т). Примечательно, что из 19 проанализированных проб в 7 получены содержания W выше 0,01%, максимальное же его значение составило 0,042%, т.е. в 50–140 раз выше кларкового.

3. В Белорецком метаморфическом комплексе (к северу от г. Белорецк) в углеродистых отложениях зигазино-комаровской свиты выделен локальный участок с промышленным содержанием золота (Отнурок). По данным штучного опробования максимальная его концентрация достигает здесь 2,05 г/т, полуметровая борозда показала значение 3,43 г/т, а шестиметровая борозда — 0,44 г/т. Прослеживание данного уровня с аномально высокими содержаниями золота по простирианию должно стать первоочередной задачей.

4. В углеродистых отложениях юшинской, машакской, зигальгинской и зигазино-комаровской свит намечается палладий-золото-редкометалльная специализация с промышленными содержаниями благородных металлов и вольфрама. В их пределах должны быть проведены дальнейшие научно-исследовательские и поисковые работы.

—” —

Рассмотрение материала по углеродистым отложениям южной части Башкирского мегантиклинория даёт нам право сделать следующий ряд выводов:

1. Формирование углеродистых пород южной части Башкирского мегантиклинория происходило в прибрежных и прибрежно-морских обстановках мелководных эпиконтинентальных бассейнов. Перенос и отложение в бассейне в интервале от большеинзерского до авзянского времени осуществлялись в гумидных условиях. В конце большеинзерского времени осадкообразование носило относительно глубоководный некомпенсируемый характер. Осадки отлагались в спокойной обстановке. К середине суранского времени произошла трансгрессия моря, осадки продолжали накапливаться в мелководном бассейне. Накопление углеродистых отложений, по-видимому, происходило на значительном удалении от областей сноса. Тектонический режим был то спокойный, то переменный с явлениями слабого воздымания и размыва ранее отложившихся пород. К началу юшинского времени осадкообразование происходило в неустойчивом тектоническом режиме и начавшейся постепенной регрессии бассейна. В среднем рифее условия осадконакопления оставались прибрежно-морскими. Углеродистые породы отлагались после этапа длительной стабилизации географической и тектонической обстановок. Их роль в литогенезе заметно сокращается.

2. При изучении золоторудной минерализации Авзянского рудного района выявляется отчётливо выраженная в региональном плане роль разрывных нарушений в её размещении. Разнотипное по минеральному составу коренное оруденение, отдельные точки минерализации, положительные геохимические аномалии золота, а также его россыпные проявле-

ния и золотосодержащие коры выветривания располагаются вдоль зон разломов и вне их влияния не отмечаются. Рудопроявления 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 расщепления и трещиноватости, а также разнопорядковым складчатым структурам различной морфологии.

3. Все объекты, рассмотренные во втором разделе данной главы (проявления золота Горный Прииск, Улюк-Бар и т. д.), 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 или описанных уже известных 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.

ГЛАВА 3. УРАЛТАУСКИЙ МЕГАНТИКЛИНОРИЙ

Уралтауский мегантиклинорий, расположенный между Главным Уральским разломом на востоке, Зилаирским мегасинклиномием и Башкирским мегантиклинорием на западе, прослеживается в долготном направлении от широты с. Кирыбинское до Мугоджар (рис. 3.1).

Основы стратиграфии метаморфических толщ Уралтауского мегантиклинория были заложены Д.Г. Ожигановым [1941, 1964] в процессе геологосъёмочных работ масштаба 1:200 000. В дальнейшем при проведении крупномасштабных работ на отдельных участках [Волошин, 1959ф, 1966ф; Козлов, 1964ф, 1969ф; Криницкий, 1968ф; Радченко, 1986ф; Клочихин, 1969ф; Князев, 2006ф, 2008ф; Монтин, 2008ф] был получен обширный и разнообразный материал по геологии рассматриваемого региона, что позволило уточнить, а в ряде случаев и пересмотреть существующие стратиграфические построения. Итогом этих работ явилось создание местных “автономных”, часто не увязанных между собой стратиграфических схем для южной, центральной и северной частей Уралтау, что связано со сложностью геологического строения территории, высоким метаморфизмом слагающих её толщ и отсутствием в них ископаемых органических остатков.

До недавнего времени эта зона выделялась на всех геологических картах как допалеозойская (рифейско-вендская) антиклинорная структура асимметричного строения с пологим западным и крутым восточным крыльями, состоящая из сочетания крупных брахиформных складок, осложнённых более поздней изоклинальной вторичной складчатостью [Козлов, Пацков, 1974]. В последнее время в связи с новыми находками фауны [Захаров, Пучков, 1994] наметилась тенденция к пересмотру стратиграфии и структуры этого региона. Уралтауский мегантиклинорий трактуется как ранне-среднепалеозойская структура (возможно с реликтами более древнего субстрата, объёмы которого не ясны); её 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 мегантиклинорий максютовский и суваянский комплексы имеют

тектонические соотношения и на всём своём протяжении разделены пологим Янтышевско-Юлукским надвигом западного падения. Восточное крыло антиклинорной структуры, 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 [Нечеухин и др., 1986]. Вдоль восточной краевой части Уралтау породы максютовского комплекса затронуты метаморфизмом высоких давлений, что позволило выделить здесь фрагмент высокобарического эклогит-глаукофан-сланцевого пояса, маркирующего коллизивно-шовную зону герцинской геосинклинали.

В разрезе метаморфических комплексов Уралтау углеродистые сланцы занимают различные возрастные уровни. Наиболее полное их развитие отмечается среди парапород максютовского комплекса, в котором углеродистые сланцы имеют площадное распространение и образуют самостоятельные пачки и горизонты выдержанной мощности. Менее представительны они в осадочно-метаморфических образованиях суваянского комплекса, встречаясь в виде маломощных прослоев и отдельных пачек небольшой мощности в основании седиментационных циклов. С учётом традиционного стратиграфического деления, принятого для Уралтауского мегантиклинория, положение углеродистых сланцев может быть определено следующими уровнями: 1) кайраклинским (якуповским, аралбаевским и баракальским подуровнями), представленным переслаиванием графитистых мусковит-полевошпат-кварцевых сланцев, мусковитовых кварцитов и метаморфизованных вулканитов; наибольшее развитие углеродистых сланцев отмечается на нижнем и верхнем подуровнях в низах разрезов осадочных и вулканогенно-осадочных пачек; 2) юмагузинским, сложенным в основном сланцами мусковит-кварцевого и слюдисто-плагиоклаз-кварцевого состава с прослоями графитистых кварцитов; 3) карамалинским, в котором графитистые сланцы встречаются по всему разрезу, образуя толщи переслаивания с ортопородами, слюдисто-кварцевыми и хлорит-слюдисто-кварцевыми сланцами; 4) уткальским, начинающим разрез суваянского комплекса и представленным на нижнем и среднем подуровнях графит-кварцевыми



Рис. 3.1. Обзорная геологическая схема Уралтауского мегантиклинория (по А.А. Алексеву [1976], с изменениями авторов)

Условные обозначения: 1 — мезозойско-кайнозойские отложения, 2 — палеозойские отложения Зилаирского мегасинклинория и Тирлянской синклинали, 3 — палеозойские отложения Магнитогорского мегасинклинория, 4 — аршинская свита Тирлянской синклинали, 5 — рифей Башкирского мегантиклинория, 6 — белекейская, акбикская, укшук-арвякская и мазаринская свиты суванякского комплекса, 7 — миндякская, курташская и уткальская свиты суванякского комплекса, 8 — максютовский комплекс, 9 — палеозойские ультрабазиты, 10 — геологические границы, 11 — контур Новоусмановской площади, 12 — разрез углеродистых отложений по трассе Белорецк — Магнитогорск (вне масштаба), 13 — цифры в кружках: 1 — Главный Уральский разлом, 2 — Янтышевско-Юлукский разлом

ми сланцами и графитистыми кварцитами, чередующимися с хлорит-слюдисто-плагиоклазовыми и слюдисто-кварцевыми сланцами; 5) бетринским, представленным толщей углеродисто-кремнистых, углеродисто-кремнисто-глинистых сланцев с прослоями филлитовидных сланцев, кварцитов и алевролитов [Рыкус и др., 2002].

В составе чёрных сланцев выявлен типовой набор вторичных минеральных парагенезисов, соответствующих альбит-хлорит-мусковитовой и альбит-хлорит-мусковит-биотитовой субфациям регионального зеленосланцевого метаморфизма. Исходный состав этих пород, по-видимому, соответствовал гидрослюдистым и кремнисто-гидрослюдистым осадкам с невысокой примесью алевритовых частиц и включениями пирита. Последний часто встречается в окисленном состоянии, или полностью выщелочен, что придаёт чёрным сланцам буроватую окраску и определяет их каркасно-ячеистое строение в зонах гипергенеза.

3.1 Северная часть Уралтауского мегантиклинория

3.1.1. Геологическое строение суванякского комплекса

Отложения суванякского комплекса слагают северную часть зоны Уралтау (Кирыбинско-Узянбашский район) и прослеживаются в долготном направлении непрерывной полосой через всю рассматриваемую территорию от с. Кирыбинского на севере до д. Новоусманово на юге. В Суванякско-Сакмарском районе эти отложения, участвующие в строении пологого западного крыла мегантиклинория, отделены от максютовского метаморфического комплекса Янтышевско-Юлукским разломом западного падения [Горохов, 1964; Романов, 1973; Алексеев, 1976] (рис. 3.2).

По поводу стратиграфического расчленения образований суванякского комплекса у исследователей нет единого мнения. Дискуссионными остаются как положение и взаимоотношения отдельных литологических толщ, так и их объём и возраст. Согласно наиболее общепринятому представлению, отражённому в Унифицированных схемах Урала [Стратиграфические..., 1993], в составе суванякского комплекса в рамках рассматриваемой территории выделены следующие

свиты: на севере (Кириябинско-Узянбашский район) — уткальская, курташская, мазаринская, арвякская, байнасская, аршинская; на юге (Суванякско-Сакмарский район) — уткальская, курташская, акбийская и белекейская. Возраст осадочно-метаморфических образований считается среднерифейско-вендским.

Из вышеперечисленных возрастных уровней на рассматриваемой территории обнажены лишь углеродистые сланцы уткальской и бетринской свит суванякского комплекса.

Уткальская свита (RF_{2ut}). В составе суванякского комплекса свита имеет наибольшее площадное распространение. Она слагает центральную водораздельную часть хр. Уралтау и почти непрерывной полосой протягивается от верховьев р. Кургаш на севере до широтного участка долины р. Бирся на юге. В опорных разрезах свиты среди слагающих её разнообразных сланцев можно выделить по литологическому составу три самостоятельные, связанные постепенными переходами подсвиты: нижнюю, среднюю и верхнюю [Козлов, 1982].

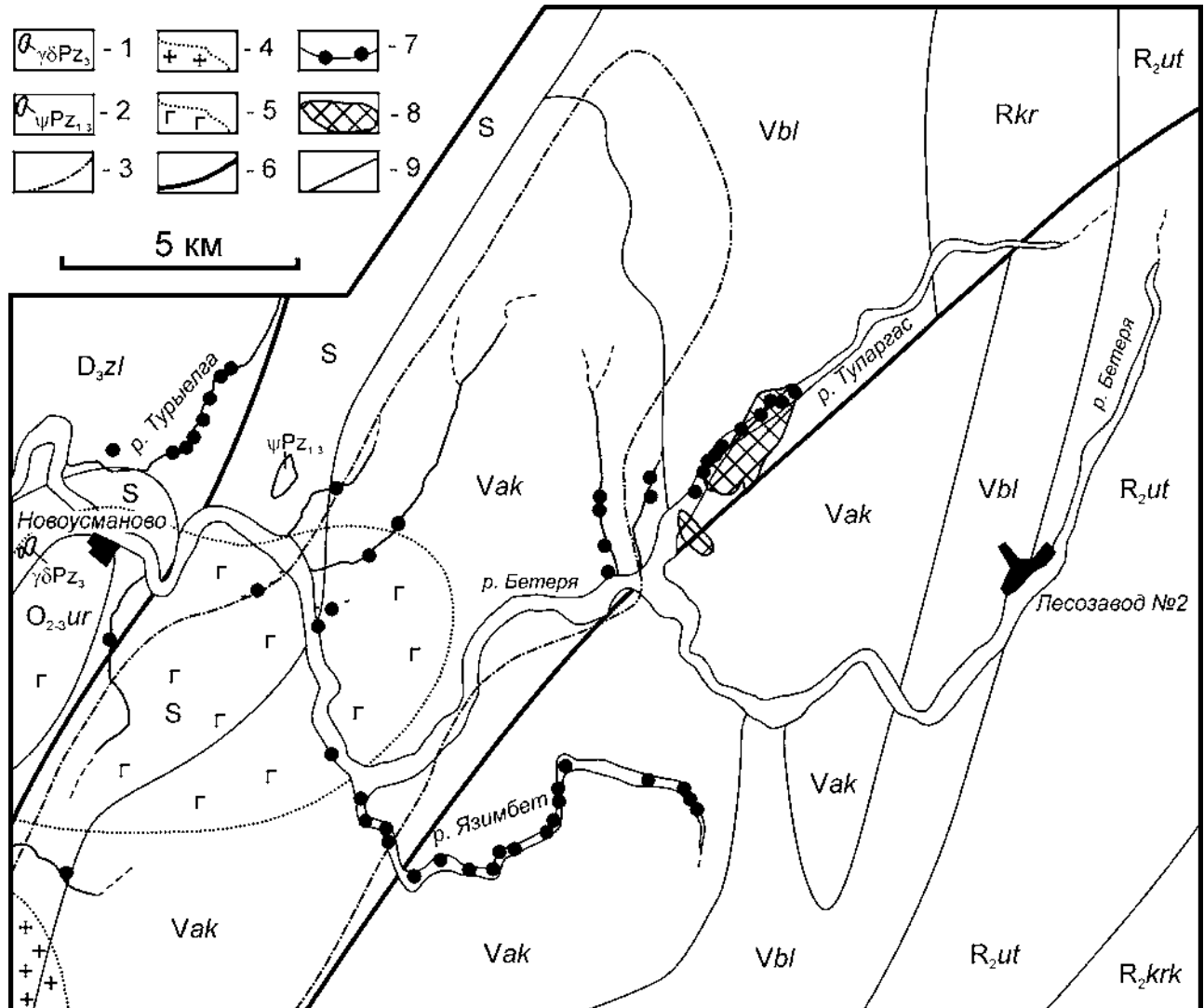


Рис. 3.2. Геологическое строение Новоусмановской площади (с использованием материалов В.В. Радченко и В.И. Козлова [Геологическая..., 2002])

Условные обозначения: RF_{2krk} — кайраклинская свита: сланцы графит-кварцевые, графитистые кварциты; RF_{2ut} — уткальская свита: сланцы слюдяно-хлорит-плагиоклаз-кварцевые; $RFkr$ — куртинская свита: сланцы графит-слюдяно-кварцевые, графитовые и слюдянистые кварциты, амфиболиты; Vbl — белекейская свита: сланцы филлитовидные, редкие прослои кварцитопесчаников; Vak — акбийская свита: кварцитопесчаники, кварциты, филлитизированные алевролиты; $O_{2,3ur}$ — уразинская свита: кварцевые песчаники, глинистые алевролиты, конгломераты; S — нерасчленённые отложения: сланцы кремнистые, глинисто-кремнистые, песчаники, базальты, туфы; D_3zl — зилаирская свита: полимиктовые песчаники, алевролиты и конгломераты. 1 — гранодиориты (гранит-порфиры) Артылышского массива, 2 — ультрабазиты, 3 — зона локального повышения метаморфизма пород зеленосланцевой фации, 4 — контур предполагаемого на глубине гранитоидного интрузива, 5 — контур предполагаемой на глубине магматической интрузии основного состава, 6 — разломы, 7 — шлихи с молибденитом и молибденсодержащими зёрнами, 8 — металлотметрические аномалии с содержанием молибдена $(3-7) \cdot 10^{-4}\%$, 9 — геологические границы

Отложения нижней подсвиты начинаются с пачки переслаивания графит-кварцевых сланцев и слюдисто-хлорит-кварц-плагиоклазовых сланцев; выше по разрезу появляются маломощные редкие прослой кварцитов и слюдисто-кварцевых сланцев. Нижняя граница подсвиты неизвестна; видимая мощность её 450–700 м.

Средняя подсвита имеет наибольшее распространение в составе уткальской свиты. Она образует широкую полосу в центре и на востоке площади, фрагментарно обнажаясь на поверхности в сводовой части и на крыльях Уралтауского мегантиклинория.

Верхняя подсвита по набору литотипов несколько отличается от средней подсвиты, прежде всего, отсутствием в ней углеродистых разностей пород. Её облик определяют в основном кварциты и слюдистые кварциты, сочетающиеся с явно подчинёнными им слюдисто-кварцевыми и слюдисто-кварц-полевошпатовыми сланцами. В стратотипическом разрезе в районе горы Уткаль-Таш отложения подсвиты имеют максимальную мощность 750 м с постепенным её уменьшением к северу и югу до 400 м [Козлов, 1982]. Общая мощность уткальской свиты 1350–2250 м.

Бетринская (новоусмановская) свита ($D_1 - D_3, fr, bt$). Её разрезы известны на одноимённой речке, где бетринская свита согласно перекрывает кварцито-песчаники уразинской свиты. Южнее хр. Ураза фрагменты коренных её выходов можно наблюдать в ядрах небольших антиклиналей и синклиналей, в которых отложения бетринской свиты, как считает Д.Д. Криницкий [1968ф], залегают уже не на подстилающих уразинских парапородах, а непосредственно на более древней белекейской свите.

Впервые бетринская свита была выделена Д.Г. Ожигановым [1941], который подразделил её на пять горизонтов. Позднее Д.Д. Криницкий [1968ф] при проведении геолого-съёмочных работ уточнил порядок залегания отложений свиты и предложил более подробную схему её расчленения, которая используется до настоящего времени большинством геологов. Согласно этой схеме в составе бетринской свиты выделяются шесть толщ: 1) серицит-хлорит-кварцевые филлитовидные сланцы с тонкими прослоями кварцитов; 2) толща переслаивания кварцитов, кварцито-песчаников и алевролитов с прослоями филлитов; 3) толща переслаивания алевролитов, серицит-кварцевых и филлитовидных сланцев; 4) углеродисто-кремнистые и филлитовидные сланцы с прослоями алевролитов и кварцито-песчаников; 5) толща переслаивания метадиабазов, их порфирированных разностей и вариолитов с прослоями туффитов и углеродисто-кремнистых сланцев; 6) кварциты, кремнистые сланцы, туффиты.

Лишь первые три толщи образуют хорошие скальные выходы в долине р. Суваняк, откуда они могут быть прослежены узкой полосой к югу вдоль западного склона г. Тугульма.

Четвёртая толща обнажается только в долине р. Бетеря у пос. Новоусманово, а также частично в правом борту р. Тупаргасс; пятая толща полностью отсутствует на рассматриваемой площади, а шестая — развита незначительно в основном вдоль границы с Зилаирским мегасинклинорием.

Наиболее уверенно из всех подразделений бетринской свиты картируется её четвёртая углеродсодержащая толща. Она легко узнаётся по характерному литологическому составу и тёмно-серой до чёрной окраске пород. Типичный её разрез можно наблюдать в правом борту р. Бетеря севернее д. Новоусманово, где в ядре Новоусмановской антиклинали снизу вверх обнажены [Рыкус и др., 2002]:

1. Тонкоплитчатые углеродисто-глинистые (малоуглеродистые) сланцы, переслаивающиеся с глинисто-углеродистыми их разностями и глинисто-кремнистыми сланцами. Углеродсодержащие отложения нередко ожелезнены, а в местах развития в них кварцевых жил и прожилков породы подверглись неравномерной хлоритизации и серицитизации. Общее падение сланцев преимущественно запад-северо-западное (аз. пад. $255 - 335^\circ \angle 45 - 65^\circ$), осложнённое на отдельных участках мелкой складчатостью. Мощность — 130 м;

2. Тонкоплитчатые глинистые и кремнисто-глинистые сланцы с прослоями малоуглеродистых глинисто-кремнистых сланцев. В верхней части разреза присутствуют редкие прослой кварцевых алевролитов. Характерна значительная насыщенность сланцевой толщи кварцевыми жилами. Особенно интенсивное их развитие отмечается в зонах малоамплитудной складчатости и сопряжённых с ними разрывных нарушений. Азимут падения пород $265 - 280^\circ \angle 65 - 70^\circ$. Мощность 80 м.

Верхняя граница бетринской свиты надёжно датирована франским веком по многочисленным находкам конодонтов как в пределах Новоусмановской площади (лист N-40-XXVIII) [Артюшкова, Маслов, 2008], так и в более северных районах (лист N-40-XXIII) [Артюшкова и др., 2003]. Учитывая неоднозначный вопрос об объёме свиты, нижняя её граница до сих пор остаётся дискуссионной и, по мнению большинства исследователей, принимается как D_1 , в силу залегания на метаморфитах суванякского комплекса. Более того, О.В. Артюшкова и В.А. Маслов [2008] считают целесообразным отказаться от названия бетринская свита, заменив её несколько в другом объёме новоусмановской свитой.

3.1.2. Геохимические особенности углеродистых отложений

Нами в ходе проведения исследований по теме: “Прогнозная оценка северной части Уралтауского антиклинория на цветные металлы и другие полезные ископаемые” изучена северная половина

антиклинория от широты с. Старосубхангулово до с. Кирыбинское (см. рис. 3.1). Основные работы проводились в пределах Новоусмановской площади, расположенной в бассейне рек Бетера и Тупаргасс (см. рис. 3.2).

Для типизации углеродистых отложений уткальской и бетринской свит использована известная эмпирическая диаграмма ASC [Горбачёв, Созинов, 1985]. Исходные данные для петрохимической типизации углеродистых сланцев представлены в табл. 3.1, а их формационная принадлежность отражена на диаграмме (рис. 3.3). Как видно из этих данных, углеродистые сланцы уткальской и бетринской свит кардинально отличаются друг от друга по содержаниям главных петрогенных окислов и, как следствие, принадлежат к разным формационным типам.

Уткальским чёрным сланцам свойственны высокие концентрации кремнезёма при умеренных и низких содержаниях остальных петрогенных компонентов. Бетринские углеродистые сланцы, напротив, явно недосыщены кремнезёмом при существ-

венном обогащении титаном, алюминием, железом и щелочами. На классификационной диаграмме первые попадают в поле кремнисто-углеродистых (вулканогенно-кремнисто-углеродистых) отложений, тогда как вторые, имея относительно низкие значения параметра S, располагаются в пределах или вблизи стандартного поля терригенно-углеродистой формации.

Для обоих типов углеродистых сланцев нет прямой корреляционной зависимости между глинозёмистостью и кремнезёмистостью — с увеличением в породах содержания SiO_2 параметр A меняется незначительно. Это может свидетельствовать о некластогенной природе основной массы кремнезёма, о его привносе в породы не с терригенной составляющей, а хемогенным или вулканогенным путём. Отчётливая обратная корреляционная связь между параметром S и карбонатностью указывает на независимые источники кремнезёма и карбоната в этих породах — максимальной аккумуляции кремнистого материала отвечает явный дефицит карбоната, что обычно свойственно

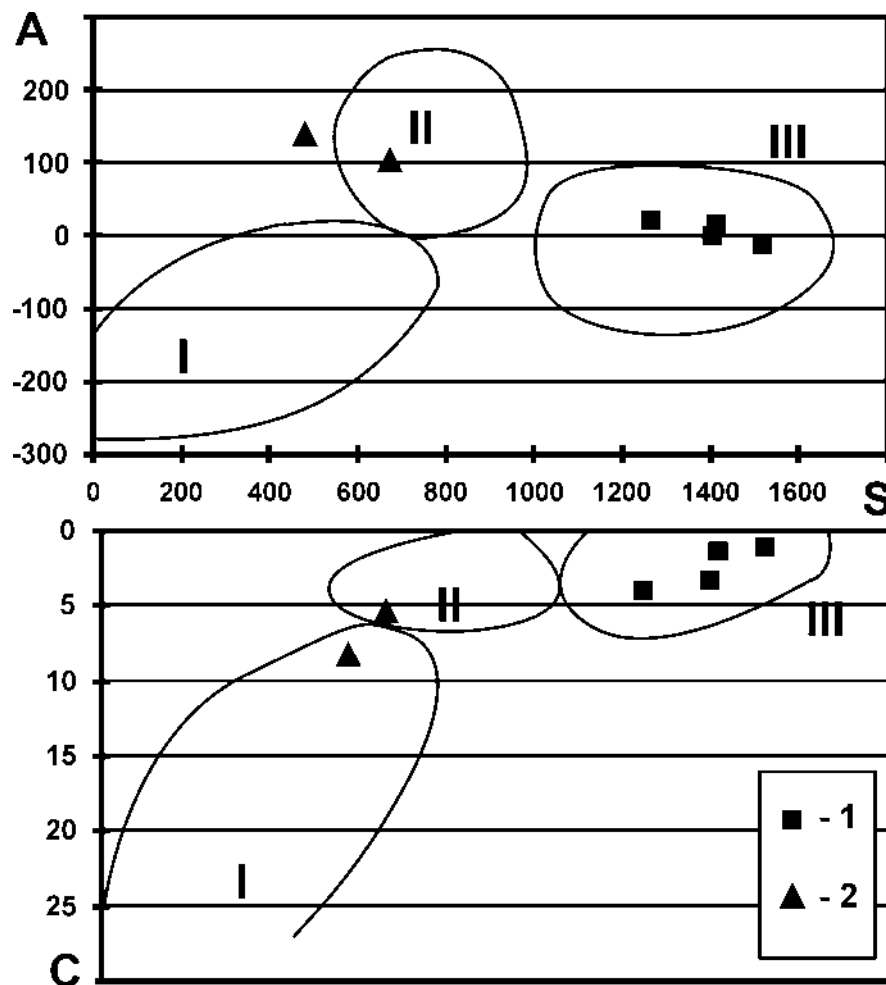


Рис. 3.3. Диаграмма А–S–С для углеродистых отложений Уралгауского мегантиклинория

Условные обозначения: 1–2 — углеродистые сланцы уткальской (1) и бетринской (2) свит. Поля составов осадочных формаций: I — карбонатно-углеродистой; II — терригенно-углеродистой; III — кремнисто-углеродистой (вулканогенно-кремнисто-углеродистой)

Таблица 3.1

Химический состав и некоторые петрогенетические параметры углеродистых пород

п/п	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Ппп	Сумма
1	Кир-99-105	85,26	0,36	5,96	0,19	0,64	0,01	2,59	0,29	0,15	2,00	0,034	3,50	100,98
2	Кир-99-101	89,90	0,29	3,04	0,01	1,21	0,01	1,79	0,86	0,37	1,02	0,046	2,26	100,81
3	Уг-99-26	89,62	0,18	3,76	0,14	0,83	0,01	1,59	0,29	0,08	1,18	0,009	1,92	99,61
4	Уг-99-28	93,98	0,03	0,24	0,17	2,30	0,02	0,70	0,72	0,04	0,19	0,011	1,00	99,40
5	Мз-99-41	54,02	1,24	19,62	2,98	4,98	0,08	6,28	0,43	1,04	2,66	0,069	7,24	100,64
6	Мз-99-42	60,22	2,76	15,80	4,09	2,49	0,06	5,08	0,14	1,76	2,50	0,101	5,92	100,92

п/п	A	S	C	ГМ	АМ	ФМ	ТМ	НМ	КМ	ЩМ	НКМ	ЖМ	ЗМ
1	29,6438	1290,51	2,8800	0,0839	0,0699	0,0551	0,0604	0,0252	0,3356	0,0750	0,3607	0,1329	3,3684
2	-2,3095	1407,22	2,6500	0,0506	0,0338	0,0604	0,0954	0,1217	0,3355	0,3627	0,4572	0,3694	121,000
3	17,8964	1409,80	1,8800	0,0548	0,0420	0,0471	0,0479	0,0213	0,3138	0,0678	0,3351	0,2487	5,9286
4	-13,1466	1531,14	1,4200	0,0292	0,0026	0,0827	0,1250	0,1667	0,7917	0,2105	0,9583	9,2222	13,5294
5	139,786	524,883	6,7100	0,5335	0,3632	0,4480	0,0632	0,0530	0,1356	0,3910	0,1886	0,3854	1,6711
6	97,5703	693,568	5,2200	0,4175	0,2624	0,2763	0,1747	0,1114	0,1582	0,7040	0,2696	0,3578	0,6088

Примечания: 1–2 — углеродистые сланцы уткульской свиты в верховьях р. Мал. Тусту; 3–4 — углеродистые сланцы уткульской свиты в бассейне р. Уткаль. Восточный; 5–6 — углеродистые сланцы бетринской свиты из разреза по автодороге Белорецк–Магнитогорск.

дистальным интенсивно прогибающимся частям бассейнов в периоды активизации вулканизма.

Судя по значениям некоторых петрохимических модулей (см. табл. 3.1), рассматриваемые углеродистые отложения формировались в различных фациальных обстановках. Терригенно-углеродистые бетринские отложения накапливались в более мелководных условиях, в их составе содержится пирогенный и кластогенный материал, а также гидрозатные продукты континентального выветривания. Породам свойственны пониженные значения закисного модуля и высокая доля в суммарном балансе железа его окисной формы. В минеральном составе пород кроме кварца и графитистого вещества присутствуют в переменных количествах слюды, полевые шпаты, хлорит, амфибол, эпидот. Кремнисто-углеродистые отложения уткальской свиты имеют высокое значение FeO/Fe_2O_3 , из чего можно сделать вывод о существовании в период осадконакопления более глубоководного бассейна стагнированного типа с резко восстановительной обстановкой в придонном слое воды.

По химическому составу (табл. 3.2) углеродистое вещество относится к безизвестковистому типу. Его содержания в породах варьируют от 0,80 до 3,7%, некоторое обогащение отмечается лишь в парасланцах бетринской свиты. Следует учесть, что указанные концентрации углеродистого вещества являются, по-видимому, остаточными, обусловленными воздействием на породы процессов регионального и динамометаморфизма. Как показали Я.Э. Юдович и др. [1998], преобразование углеродистого вещества от торфяной до графитовой стадии сопровождается потерей около половины исходной массы $C_{орг}$ за счёт отщепления целого ряда низкомолекулярных продуктов — углекислоты, сероводорода, аммиака, метана. С учётом этого чёрные сланцы Уралтауского мегантиклинория можно уверенно отнести к нормальному углеродистому типу, а некоторые из них, по-видимому, соответствуют высокоуглеродистым литогенетическим типам пород.

В углеродистых отложениях выявлен широкий спектр элементов-примесей, из которых на уровне и выше кларковых фиксируются Sr, Ni, Cr, Ba, Rb (табл. 3.3). Остальные элементы — Zr, Co, Cs, Sc, Se, As, Sb, Th, U распределены неравномерно и, как правило, не определяют геохимическую специализацию чёрных сланцев.

Считается [Юдович, Кетрис, 1994], что стронций не принадлежит к типовым элементам-примесям чёрных сланцев и все его аномалии в этих породах не связаны с накоплением $C_{орг}$. Фоновое содержание Sr в кремнисто-углеродистых отложениях составляет 140 ± 20 г/т с некоторым возрастанием в терригенно-углеродистых породах до 200 ± 10 г/т.

Стронций является типовым элементом в основном для терригенно-углеродистых сланцев бетринской свиты, где его содержания в некоторых

частных пробах в 4–5 раз превосходят кларковые значения, достигая 1050 г/т. В кремнисто-углеродистых сланцах уткальской свиты концентрации стронция значительно ниже, они всего в 1,5–2,0 раза больше фоновых показателей, что по аналогии с геохимией углей [Юдович, Кетрис, 1994] может быть связано с частичной потерей элемента при метаморфизме этих пород.

Таблица 3.2.

**Состав углеродистого вещества
в метаосадочных породах уткальской
и бетринской свит (вес., %)**

№№ п/п	№ пробы	$C_{орг}$	$C_{общ}$	CO_2
1	Кир-99-101	1,50	1,51	< 0,1
2	Кир-99-105	1,62	1,65	< 0,1
3	УТ-99-27	0,80	0,81	< 0,1
4	УТ-99-29	1,15	1,17	< 0,1
5	НУ-98-110	3,73	3,74	< 0,1
6	НУ-98-111	1,99	2,01	< 0,1
7	НУ-98-123	0,64	0,65	< 0,1
8	МЗ-99-40	1,04	1,06	< 0,1
9	МЗ-99-41	1,27	1,30	< 0,1
10	МЗ-99-42	1,36	1,39	< 0,1

Примечания: 1–4 — кремнисто-углеродистые отложения уткальской свиты; 5–10 — терригенно-углеродистые отложения бетринской свиты. Количественный химический анализ выполнен в АСИЦ ВИМС (г. Москва).

Кларковые содержания никеля в чёрных сланцах составляют 63 ± 7 г/т, что на 20–30% выше, чем в средней осадочной породе. Аномальными считаются концентрации более 140 г/т. Исходя из этого, можно отметить, что именно терригенно-углеродистые, а не кремнисто-углеродистые разности пород суваньякского комплекса обладают отчётливой геохимической специализацией на никель. Его содержания в бетринских чёрных сланцах более чем в 2 раза превышают величину аномальной концентрации, тогда как в углеродистых кварцитах уткальской свиты никель содержится в околосларковых количествах. Это подтверждает преимущественно терригенную, а не аквагенную природу повышенных концентраций элемента. Никеленосные чёрные сланцы, в отличие от других пород, обогащены хромом, что указывает, очевидно, на единство источников обоих элементов, каковыми являлись, скорее всего, коры выветривания по базит-гипербазитовым породам. Добавим к этому, что терригенно-углеродистый тип отложений более обогащён Ba и Rb по сравнению с кремнисто-терригенными осадками.

Некоторые различия между рассматриваемыми углеродистыми формациями отмечаются и в геохимии редкоземельных элементов. Так, например,

Таблица 3.3

Содержание элементов-примесей в углеродистых отложениях уткальской и бетринской свит (г/т)

№ п/п	№ пробы	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Na(%)	K(%)	Rb	Cs	Ca(%)
1	УТ-99-26	6,79	13,0	1,45	5,58	1,35	0,048	1,86	0,3	1,86	0,44	1,29	0,2	1,16	0,2	0,006	—	41,8	3,47	0,9
2	УТ-99-28	2,33	4,69	0,58	2,4	0,64	0,17	1,0	0,16	0,99	0,22	0,65	0,1	0,57	0,095	0,034	—	1,74	—	0,14
3	УТ-99-30	0,99	2,08	0,26	1,1	0,33	0,12	0,58	0,11	0,73	0,19	0,63	0,11	0,71	0,14	0,035	—	17,4	0,79	1,13
4	Кир-98-47	1,99	4,18	0,54	2,29	0,64	0,13	0,7	0,1	0,52	0,11	0,26	0,036	0,17	0,026	—	—	6,21	0,97	0,071
5	Кир-99-105	30,4	50,0	4,9	15,0	3,29	0,15	4,15	0,61	3,5	0,75	2,06	0,3	1,6	0,26	0,076	—	15,3	2,6	0,13
6	Кир-99-101	13,4	25,0	2,76	10,4	2,61	0,47	3,67	0,58	3,47	0,78	2,25	0,35	1,8	0,34	0,28	1,08	7,76	1,52	0,12
7	МЗ-99-41	18,7	37,0	4,46	18,9	4,96	0,2	6,0	0,88	4,98	1,1	2,9	0,43	2,06	0,35	0,77	—	41,4	8,02	0,47
8	МЗ-99-40	18,7	32,2	3,22	11,1	2,51	0,093	3,9	0,62	3,8	0,86	2,52	0,4	2,2	0,4	1,03	0,22	122,7	6,69	3,04
9	МЗ-99-42	6,92	15,0	1,91	7,99	2,35	0,064	3,32	0,52	2,95	0,66	1,83	0,27	1,5	0,25	1,16	—	40,0	6,06	1,7
10	НУ-98-110	0,21	0,61	0,11	0,64	0,26	0,1	0,51	0,1	0,7	0,18	0,62	0,11	0,73	0,15	—	—	34,5	2,53	0,34
11	НУ-98-122	13,5	26,0	2,91	11,1	2,77	0,086	3,32	0,49	2,74	0,58	1,51	0,22	1,15	0,18	0,018	0,54	105,4	4,58	1,01
12	НУ-98-124	13,9	30,3	3,82	17,0	4,88	0,69	6,02	0,88	4,88	1,04	2,7	0,39	1,8	0,3	—	—	63,0	4,12	0,45

№ п/п	Sr	Ba	Sc	Cr	Fe(%)	Co	Ni	Zn	Se	As	Sb	Th	U	Br	Hf	Ta	Zr	Au	Ag
1	—	235	4,18	82,8	0,75	0,27	—	—	2,99	15,9	3,68	2,81	4,28	0,11	0,41	—	29	0,007	—
2	270	175	0,70	374,1	2,07	3,56	—	—	1,18	8,49	1,00	0,13	2,94	0,05	0,11	—	26	—	—
3	—	73	1,14	64,5	1,18	3,66	—	—	1,90	4,13	1,77	0,32	0,42	0,17	0,078	—	69	0,005	0,76
4	—	390	1,55	13,8	0,72	1,83	—	—	3,00	2,52	0,45	1,15	0,95	—	0,16	1,42	—	—	—
5	73	315	6,60	64,1	0,50	—	30	—	4,50	4,43	3,86	9,12	3,05	0,18	4,20	—	54	—	—
6	195	410	3,34	51,0	0,78	0,52	90	—	0,56	13,50	1,76	4,73	1,29	0,18	2,20	—	70	0,027	—
7	820	110	32,40	595,4	5,75	7,12	380	—	1,54	2,05	0,22	7,29	0,20	0,64	4,00	—	95	—	—
8	94	165	28,80	246,3	4,22	5,07	170	—	0,92	—	0,52	8,42	1,50	0,60	1,80	—	24	—	—
9	435	1150	26,80	250,2	5,35	3,78	—	—	4,44	1,25	1,58	7,61	3,41	0,28	2,97	—	69	—	—
10	130	500	4,33	77,6	0,65	0,52	120	20	3,24	21,60	1,46	2,66	0,20	0,046	1,18	—	14	—	—
11	400	405	11,70	60,0	1,18	0,31	110	—	2,95	1,59	0,15	5,74	8,73	0,043	1,61	—	12	—	—
12	1060	105	2,92	46,0	25,5	6,82	—	1180	4,10	483,30	3,98	2,57	32,7	0,016	1,12	—	83	0,040	—

Примечания: 1–6 — углеродистые сланцы уткальской свиты бассейнов рр. Уткаль Восточный (1–3), Иман (4), Мал. Тусу (5–6); 7–12 — углеродистые сланцы бетринской свиты у автомагистралей Белорецк–Магнитогорск (7–9) и бассейна р. Бегея (10–12). Проверк в ячейке таблицы — элемент не обнаружен.

большинству проанализированных чёрных сланцев бетринской свиты присущ однотипный характер нормированных по хондриту кривых концентраций редкоземельных элементов (РЗЭ) с преимущественным накоплением лёгких лантаноидов, отчётливым Eu минимумом и слабым фракционированием тяжёлых РЗЭ (рис. 3.4). При высоких концентрациях цериевых земель породам свойственно значительное накопление La по отношению к Sm и Yb.

Среди углеродистых сланцев уткальской свиты по характеру распределения РЗЭ отчётливо обособилось две группы пород (см. рис. 3.4): 1) углеродисто-кремнистые сланцы с явным обогащением лёгкими РЗЭ и глубоким европиевым трогом при общем асимметричном стиле нормированных кривых, весьма близких по морфологии к таковым для бетринских сланцев; 2) углеродисто-кремнистые сланцы с относительным дефицитом лёгкой группы РЗЭ, отчётливой европиевой аномалией и плоским характером фракционирования тяжёлых лантаноидов при их относительно невысокой (в 5–7 раз выше нормы) концентрации. Подобный эффект, свойственный углеродистым сланцам второй группы, явно указывает на иной состав материала, поступавшего в бассейн седиментации. Очевидно, эти отложения маркируют дистальные части осадочного бассейна, удалённые от центров вулканизма, с очень слабым привнесом полевошпатовой кластики, либо областями их питания служили высокозрелые коры выветривания, при формировании которых происходила значительная потеря основных носителей лантаноидов.

3.1.3. Рудоносность углеродистых отложений

Повышенные содержания золота установлены нами в углеродистых сланцах как терригенно-углеродистого, так и кремнисто-углеродистого формационных типов.

Отложения терригенно-углеродистого типа, принадлежащие к бетринской свите, обнажены в 6 км юго-восточнее г. Белорецк вдоль автомагистрали Белорецк – Магнитогорск. Общая мощность разреза составляет более 150 м, с северо-запада на юго-восток он представлен (рис. 3.5) [Рыкус и др., 2002]:

0,0–6,5 м — рассланцованные тонкоплитчатые углеродистые породы, неравномерно серицитизированные и хлоритизированные, слабо ожеженные по плоскостям рассланцевания; аз. пад. $135^\circ \angle 60-65^\circ$.

6,5–11,7 м — зона смятия в чёрных сланцах, представленная интенсивно кливажированными породами, смятыми в напряжённые изоклиналильные складки юго-восточного простирания. Сланцы окварцованы, ожежены, часто содержат пустоты выщелачивания по пириту, иногда окисленные кристаллы пирита. По плоскостям трещин отмечается интенсивная мусковитизация и хлоритизация пород, встречаются маломощные кварцевые прожилки, кварц кавернозный, лимонитизированный.

11,7–18,5 м — углеродистые сланцы слабо ожеженные.

18,5–22,0 м — зона интенсивного дробления в чёрных сланцах, залеченная кварцевыми жилами. Характерно резкое увеличение плотности трещин, сланцы сильно ожежены и содержат многочисленные пустоты выщелачивания по пириту; кварц бурый, кавернозный, ассоциирует с мусковитом.

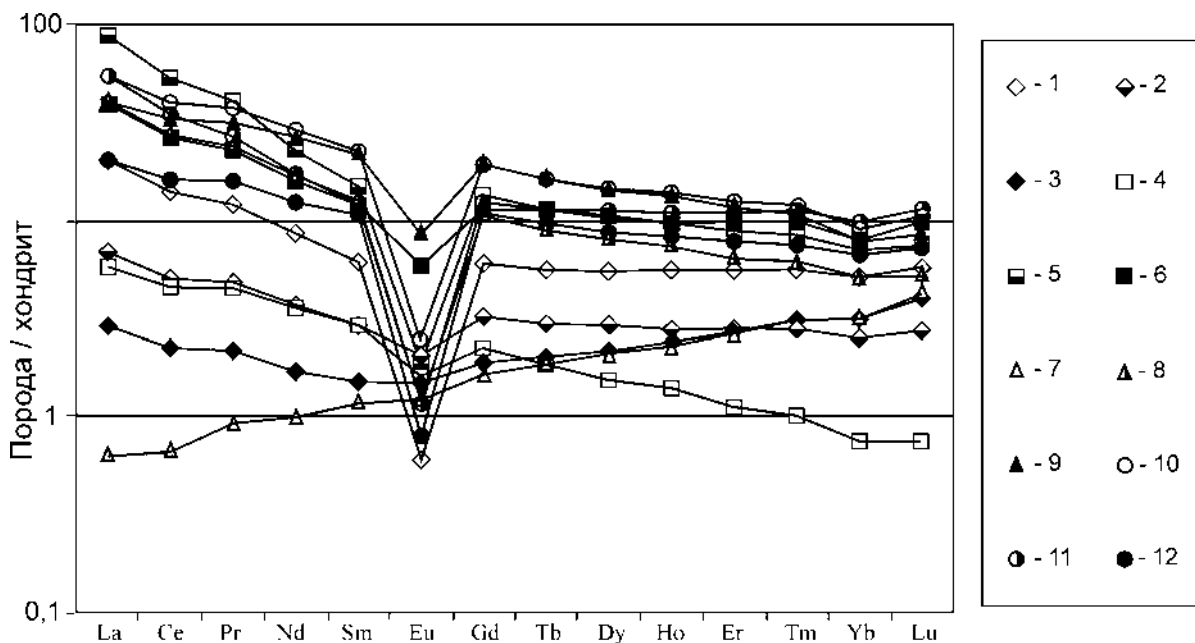


Рис. 3.4. Нормированные по хондриту содержания редкоземельных элементов в углеродистых сланцах уткальской и бетринской свит

Условные обозначения: 1–12 — состав углеродистых сланцев из табл. 3.3: 1 — УТ-99-26, 2 — УТ-99-28, 3 — УТ-99-30, 4 — Кир-98-47, 5 — Кир-99-105, 6 — Кир-99-101, 7 — МЗ-99-41, 8 — МЗ-99-40, 9 — МЗ-99-42, 10 — НУ-98-110, 11 — НУ-98-122, 12 — НУ-98-124

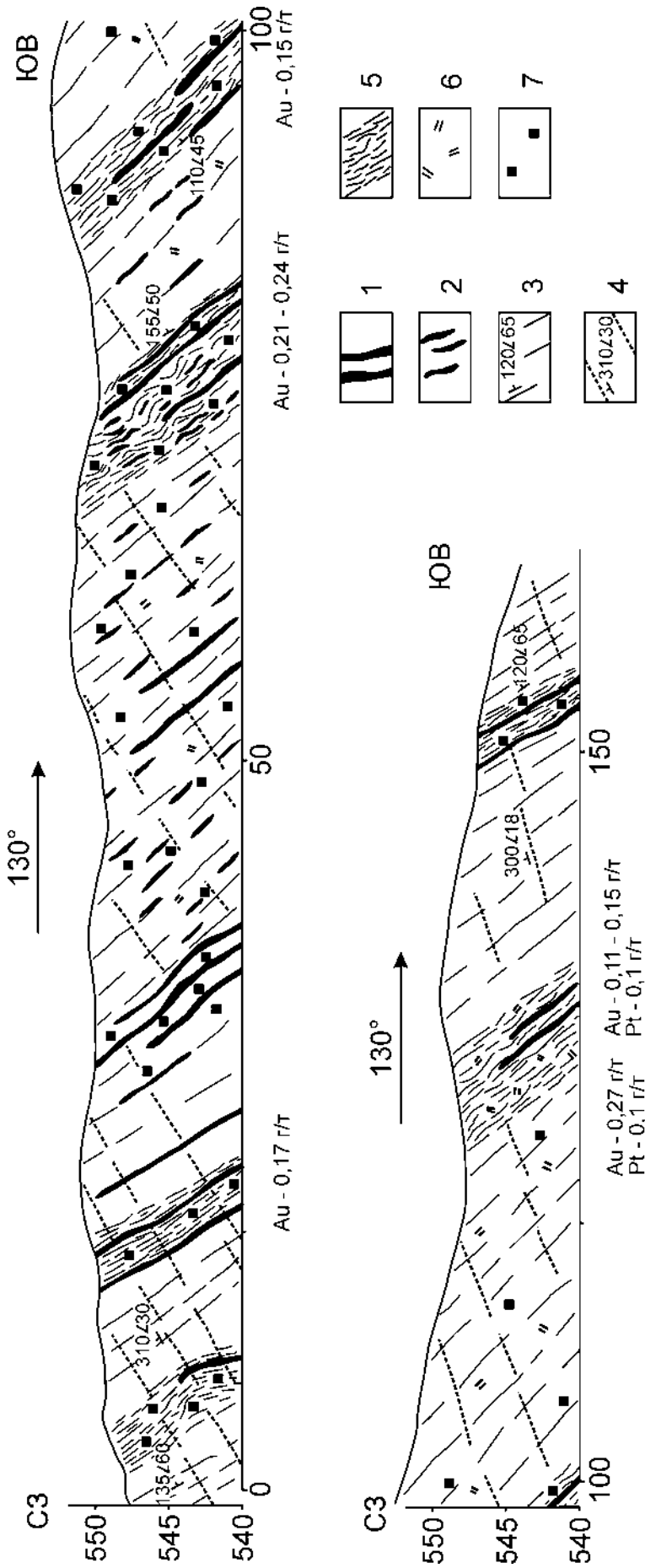


Рис. 3.5 Разрез чернослапцевой толщи бетринской свиты по автодороге Белорецк – Магнитогорск (положение разреза см. на рис. 3.1) [Рыкус и др., 2002]

Условные обозначения: 1 — кварцевые жилы, 2 — кварцевые жилы, 2 — кварцевые прожилки, 3 — слоистость и элементы её залегания, 4 — трещины и элементы их залегания, 5 — зоны повышенной трещиноватости, 6 — окварцевание, 7 — вкрапленность пирита

22,0–30,0 м — углеродистые сланцы слабо ожелезненные, вдоль плоскостей трещин развиты тонкие чешуйки мусковита и жильный кварц.

30,0–74,0 м — слюдисто-углеродистые сланцы с обильной вкрапленностью и послойными выделениями пирита. Последний представлен двумя морфогенетическими типами: 1) крупными (до 2,0 см) одиночными кристаллами или их сростками, доля которых составляет не более 1–2% от объема сланцев, и 2) мелкими (1–4 мм) кристаллами пирита идеальной огранки, образующими густую полосовидную вкрапленность, сосредоточенную вдоль квиважных трещин. Иногда среди чёрных сланцев встречаются густовкрапленные и сплошные линзовидные и полосовидные обособления пирита в виде “рудных слоёв” мощностью 3–4 см. Для всего интервала характерны тонкое прожилковое окварцевание и серицитизация.

74,0–82,0 м — зона интенсивного рассланцевания и смятия в пиритизированных чёрных сланцах. Сульфидная минерализация представлена в основном мелкими кубическими кристаллами пирита, реже одиночными гигантскими кристаллами размером более 2,0 см. Характерна высокая насыщенность кварцевыми прожилками и жилами с включениями серицита (мусковита) и вкрапленностью пирита. Последний часто окислен, а иногда и полностью гидратирован и представлен бурыми лимонитовыми охрами.

82,0–94,0 м — углеродистые сланцы слабо ожелезненные с редкими прожилками лимонитизированного кварца.

94,0–101,0 м — зона рассланцевания и смятия в чёрных сланцах, содержащих густую вкрапленность пирита. По всему интервалу характерно прожилковое и жильное окварцевание, иногда вместе с кварцем отмечаются сплошные линзовидные обособления и прожилки пирита.

101,0–128,0 м — углеродистые сланцы слабо окварцованные, неравномерно сульфидизированные.

128,0–137,0 м — зона ожелезнения и смятия в чёрных сланцах, представленная тонкоплитчатыми породами с разноориентированным падением сланцеватости, образующим мелкую килевидную симметричную складчатость. Широко развиты плейчатость, флексурные изгибы слоёв и разлинзование. Чёрные сланцы интенсивно окварцованы.

137,0–152,5 м — углеродистые сланцы с редкими включениями пирита, слабо окварцованные.

152,5–156,0 м — зона интенсивного рассланцевания углеродистых пород, насыщенных кварцевыми прожилками и жилами. В кварце и вмещающих породах отмечается обильная вкрапленность пирита.

Таким образом, большая часть разреза черносланцевой толщи расположена в области влияния разрывных и складчатых деформаций, в пределах которых углеродистые отложения интенсивно рассланцованы и метаморфизованы до уровня серицит (мусковит)-хлоритовой субфации. Сульфидная минерализация отмечается по всему разрезу, однако её интенсивность явно возрастает на участках повышенного рассланцевания и дробления углеродистых пород. Общее простирание сульфидизированных и окварцованных зон, как и всего черносланцевого разреза, северо-восточное (45–60°), падение юго-восточное под углами 60–65°. По простиранию

черносланцевая толща с сульфидно-кварцевой минерализацией устойчиво прослеживается вдоль зоны сочленения Уралтауского мегантиклинория с Зилаирским мегасинклином почти на 6 км и имеет среднюю мощность 150–200 м.

В пределах обнажённой части описанного разреза нами проведено выборочное штучное опробование сульфидизированных и окварцованных углеродистых сланцев, результаты которого приведены в табл. 3.4. Небольшое количество проанализированных проб пока не позволяет выявить рудные зоны с промышленными содержаниями золота, однако полученные данные уже сейчас дают возможность сделать предварительное заключение о возможных перспективах рассматриваемой черносланцевой толщи.

Таблица 3.4

**Содержания золота и серебра
в углеродистых сланцах уткальской
и бетринской свит (г/т)**

№ п/п	№ пробы	Au	Ag
1	МЗ-99-39	0,17	1,3
2	МЗ-99-43	0,21	1,34
3	МЗ-99-45	0,24	0,9
4	МЗ-99-48	0,15	1,5
5	МЗ-99-49	0,07	0,66
6	МЗ-99-51	0,27	0,92
7	МЗ-99-55	0,11	1,18
8	МЗ-99-56	0,06	0,4
9	МЗ-99-57	0,08	1,1
10	МЗ-99-59	0,15	0,9
11	Кир-99-102	0,1	0,6
12	Кир-99-101	0,66	0,9
13	Кир-99-106	0,1	1,3
14	Кир-99-108	0,14	2,6
15	НУ-99-2/3	0,59	3,1
16	НУ-99-2/5	0,28	1,7
17	НУ-99-2/7	0,5	2,5

Примечания: 1–10 — углеродистые сланцы бетринской свиты из разреза по автомагистрали Белорецк – Магнитогорск; 11–14 — углеродистые сланцы уткальской свиты в верховьях р. Мал. Тусту; 15–17 — углеродистые сланцы бетринской свиты бассейна р. Тупаргасс. Анализы выполнены химико-спектральным методом в лаборатории спектрального анализа ИГЕМ РАН (г. Москва).

Как следует из табл. 3.4, содержания золота в сульфидно-углеродистых окварцованных породах варьируют от 0,06 до 0,27 г/т. Подобные значения концентраций золота обычно свойственны геохимическим ореолам вокруг рудных тел промышленных месторождений золото-сульфидно-кварцевой формации. Судя по характеру распределения содержаний золота, строению разреза и типу минерализации, описанная зона весьма близка к золотоносным объектам убогосульфидного кварцево-жильного

типа в чёрных сланцах Енисейского Кряжа, Забайкалья и Средней Азии, а из южноуральских объектов она ближе всего к золотосодержащим сульфидно-углеродистым сланцам, расположенным в зонах Караташского и Зюраткульского разломов [Рыкус, Сначёв, 1999].

Таким образом, можно утверждать, что изученная углеродисто-сульфидная зона по уровню концентрации золота вполне сопоставима с внешним ореолом изменённых пород, обрамляющим рудные тела многих промышленных месторождений золота складчатых областей. Для выявления конкретных рудных зон в этом ореоле, необходимы дальнейшие исследования с привлечением гораздо большего объёма опробовательских работ.

Ещё один объект с повышенными содержаниями золота, приуроченными к терригенно-углеродистой бетринской свите, расположен на юге рассматриваемой территории в среднем течении руч. Тупаргасс в 4,5 км выше его впадения в р. Бетерю (см. рис. 3.2). Чёрные сланцы выполняют здесь небольшой синклиальный прогиб северо-восточного направления, ограниченный в бортах разрывными нарушениями. На поверхности углеродистые сланцы слагают несколько разобшённых коренных выходов, прослеженных по простиранию на расстояние 1,5–2,0 км.

Характерной особенностью углеродистых отложений является их высокая дислоцированность — наличие зон повышенной трещиноватости и складчатых структур антиклинального типа, осложняющих синклиальный прогиб. В подобных зонах чёрные сланцы насыщены многочисленными кварцевыми жилами, метаморфизованы и содержат рассеянную вкрапленность пирита.

По условиям залегания кварцевые жилы образуют три системы: 1) согласные со сланцеватостью вмещающих пород — главная система жил; 2) секущие сланцеватость вкрест простирания и под разными углами по падению; 3) секущие сланцеватость под острым углом по простиранию и падению. Мощность жил составляет от нескольких до десятков сантиметров, протяжённость — до нескольких метров. В их составе кроме крупнозернистого гранулированного кварца присутствуют полевые шпаты, мусковит, хлорит, пирит.

Пирит является весьма характерным минералом углеродистых сланцев и кварцевых жил. Типичная форма его выделения — мелкие кубические кристаллы или сплошные мелкозернистые агрегаты, заполняющие трещины в сводах антиклинальных складок. Реже пирит слагает линзовидные обособления размером 5–7 см, также концентрирующиеся в местах сгущения кливажных трещин.

Содержания золота в углеродисто-сульфидных окварцованных сланцах, по данным штучного опробования (см. табл. 3.4, пробы серии НУ), колеблются от 0,28 до 0,59 г/т при концентрациях серебра 1,7–3,1 г/т. Как и у вышеописанного черносланцевого

разреза, эти содержания вполне укладываются в рамки рудных концентраций ореольной зоны, обычно обрамляющей золотонесущие тела. В этой связи подобные объекты являются весьма обнадёживающими на предмет обнаружения среди них коренных промышленных месторождений.

Близкая по строению и типу минерализации золотонесущая зона выявлена и в углеродисто-кремнистых отложениях уткальской свиты. Зона расположена в верховьях р. Мал. Тусту в 7 км юго-западнее д. Абдулкасимово. В левом борту речного русла на протяжении почти 2,5 км можно наблюдать единичные небольшие выходы углеродистых сланцев, содержащих кварцево-жильную минерализацию и вкрапленность пирита и гематита.

Судя по интенсивной деформированности пород можно предположить, что углеродистые породы располагаются в области динамического влияния крупного разрывного нарушения, пространственно совпадающего с долиной р. Мал. Тусту.

В чёрных сланцах пирит встречается в окисленном состоянии или полностью выщелочен, что придаёт породам буроватую окраску и характерное ячеистое строение. Кварцевые прожилки и жилы (иногда до 1 м толщиной) концентрируются на участках повышенного рассланцевания и смятия углеродистых пород. Опробование таких окварцованных и ожелезнённых чёрных сланцев (см. табл. 3.4, пробы серии Кир) обнаружило стабильное обогащение их золотом в количестве от 0,1 до 0,66 г/т, а серебром до 2,6 г/т. Показательно, что в русловом аллювии р. Мал. Тусту встречаются шлиховые знаки золота [Козлов и др., 1964ф], источником которого вполне возможно служили размываемые черносланцевые отложения. Кроме того, подобные углеродистые сланцы, принадлежащие уткальской свите, обнажаются в нескольких местах к северу от рассматриваемой зоны, где они дренируются многочисленными притоками р. Кургаш. В её русловом аллювии также обнаружены знаки золота, а в приустьевой части р. Кургаш ранее отрабатывалась россыпь, из которой добыто около 35 кг золота [Козлов и др., 1964ф]. Таким образом, это ещё раз подчёркивает высокую перспективность на золото кварц-сульфидной минерализации в черносланцевых формациях и указывает на необходимость её дальнейшего более детального изучения.

В пределах южной части Новоусмановской площади широко развиты кварцевые жилы, которые концентрируются в пределах многочисленных жильных полей, приуроченных к тектонической зоне сочленения Уралтауского мегантиклинория и Зилаирского мегасинклинория.

Наиболее полно кварцево-жильная минерализация обнажена в долинах правых притоков р. Бетери — ручьёв Турыелга, Бзаубаш, Каркабар, Саптарульган, Тупаргасс (см. рис. 3.2). Вмещающие породы представлены главным образом хлорит-

серицит-кварцевыми, хлорит-серицитовыми филлитовидными сланцами с прослоями алевролитов, кварцитов и углеродисто-глинистых сланцев, относимыми к белекейской свите.

Большинство кварцевых жил имеет однообразное северо-восточное простирание (20–25°), совпадающее с направлением сланцеватости вмещающих пород. По условиям залегания жилы можно подразделить на согласные (или близкие к согласным) и секущие. Согласные жилы локализуются преимущественно в зонах интенсивного рассланцевания пород. Они имеют линзовидную форму, мощность 20–30 см и протяжённость до нескольких метров, падение их крутое в ту и другую стороны, нередко вертикальное. Для секущих жил характерны приуроченность к шарнирам антиклинальных складок и чётко выраженное запад-северо-западное падение под углами от 20 до 70°. Среди этих жил известны как маломощные тела небольшой протяжённости, так и довольно мощные (до 40 см) жилы, прослеженные по простиранию до 5–6 м.

Насыщенность жилами и мощность последних определяются исключительно степенью дислоцированности вмещающих пород и интенсивностью развития в них складчато-разрывных структур. Наибольшие концентрации жил, образующих на поверхности линейные штокверковые зоны шириной сотни метров и протяжённостью первые километры, очевидно, соответствуют разломным структурам глубокого заложения.

Состав жил кварцевый или полевошпат-кварцевый с небольшой примесью серицита, мусковита, хлорита, пирита, иногда галенита. Сульфиды почти всегда окислены или полностью выщелочены, полевые шпаты также подвержены интенсивному выветриванию, вследствие чего вмещающий их кварц приобретает ноздреватое или каркасно-чейчистое строение.

Штуфное опробование кварцевых жил (табл. 3.5) показало их невысокую золотоносность. В подавляющем большинстве проб золото в них содержится в количестве от 0,01 до 0,08 г/т, а серебро от 0,2 до 3,3 г/т. Лишь в некоторых кварцевых жилах концентрации золота возрастают до 0,23 г/т (руч. Саптарульган), 0,19 г/т (руч. Турьелга), 0,12 г/т (руч. Бзаубаш, р. Бетеря). Шлиховое опробование по этим водотокам показало наличие в русловом аллювии знаков золота. Наибольшее количество последнего установлено на руч. Бол. Турьелга, дренирующего кварцевые жилы, приуроченные к терригенно-сланцевым толщам бетринской свиты и песчано-сланцевым отложениям зилаирской свиты. В устьевой части ручья на протяжении нескольких сот метров фиксируются промышленные концентрации шлихового золота в пределах 0,6–2,3 г/м³.

Таким образом, можно предположить, что кварцево-жильные поля, рассредоточенные на большой территории, могли служить коренными источника-

ми шлихового золота для многих водотоков Новоусмановской площади. В некоторых случаях, как, например, в долине руч. Бол. Турьелга, с ними связаны локальные участки промышленной концентрации металла, которые могут представлять интерес для постановки детальных работ. Однако перспективность самих кварцево-жильных полей как возможных объектов для добычи коренного золота остаётся пока невыясненной.

Таблица 3.5

Содержания золота и серебра в кварцевых жилах Новоусмановской площади (г/т)

№ п/п	№ пробы	Au	Ag
1	2	3	4
1	НУ-98-112	0,04	0,99
2	НУ-98-114	0,01	0,86
3	НУ-98-115	–	1,3
4	НУ-98-117	–	0,72
5	НУ-98-118	–	1,2
6	НУ-98-126	–	1,4
7	НУ-98-132	0,23	1,1
8	НУ-98-135/1	0,07	2,9
9	НУ-98-353	0,03	1,3
10	НУ-98-355	–	2,1
11	НУ-98-356	0,04	0,7
12	НУ-98-357/1	–	0,34
13	НУ-98-357/2	–	0,2
14	НУ-98-359/1	–	1,7
15	НУ-98-360	–	1,5
16	НУ-98-362	–	1,2
17	НУ-98-363	0,19	1,3
18	НУ-98-364	0,04	3,2
19	Т-97-01	0,02	2,38
20	Т-97-1	0,02	0,18
21	Т-97-2	0,04	0,96
22	Т-97-6	0,08	3,32
23	Т-97-7	0,04	1,36
24	Т-97-8	0,04	3,16
25	Т-97-9	0,04	1,76
26	НУ-97-31	0,06	0,14
27	НУ-97-35	0,06	–
28	НУ-97-36	0,04	0,36
29	НУ-97-140	0,06	1,14
30	НУ-97-142	0,06	–
31	НУ-97-170	0,02	–
32	НУ-97-173	0,06	–
33	НУ-97-174	0,02	–
34	НУ-97-175	0,06	0,34
35	НУ-97-177	0,04	–
36	НУ-97-131	0,06	–
37	НУ-97-133	0,04	–
38	НУ-97-135	0,08	0,12

1	2	3	4
39	НУ-97-139	0,02	0,58
40	НУ-97-20	0,06	1,54
41	НУ-97-21	0,14	1,46
42	НУ-97-119	0,04	0,36
43	НУ-97-120/1	0,04	—
44	НУ-97-121/1	0,09	0,49
45	НУ-97-125/2	0,04	—
46	НУ-97-126	0,04	2,36
47	НУ-97-129	0,04	0,36
48	НУ-97-185	0,06	0,14
49	НУ-97-186	0,04	—
50	НУ-97-25	0,04	1,96
51	НУ-97-26	0,08	1,68
52	НУ-97-27	0,12	2,08
53	НУ-97-28	0,10	1,70
54	НУ-97-29	0,10	0,50
55	НУ-97-112	0,04	—
56	НУ-97-113	0,02	—
57	НУ-97-179	0,02	0,38
58	НУ-97-180	0,06	0,14
59	НУ-97-184	0,04	—
60	НУ-97-211	0,05	—
61	НУ-97-212	0,02	—
62	НУ-97-213	0,02	0,78
63	НУ-97-214	0,10	2,90
64	НУ-97-216/6	0,06	0,54
65	НУ-97-217/3	0,12	—
66	НУ-97-218/1	0,04	—
67	НУ-97-219/2	0,02	—

Примечания: 1–67 — кварцевые жилы Новоусмановской площади бассейнов рек Тупаргасс (1–17), Турыелга (18–32), Саптарульган (33–48), Бзаубаш (49–56), Каркабар (57–58), Бетеря (59–67). Анализы выполнены пробирным методом в пробирной лаборатории ЦНИГРИ (г. Москва).

Элементы группы платины. Долгие годы в пределах Уралтауского мегантиклинория все поисковые и разведочные работы были ориентированы на традиционные виды минерального сырья. Элементы группы платины в опубликованной литературе и фондовых отчётах по рассматриваемой структурно-формационной зоне не упоминаются. Связано это с отсутствием здесь, как полагали предыдущие исследователи, геологических предпосылок для проведения комплекса работ, направленных на поиски платиноидной минерализации.

При описании Новоусмановской площади была отмечена её высокая перспективность на выявление палладия. На группу платиноидов опробованы метасоматически изменённые отложения черносланцевой формации и входящие в неё кварцевые и полевошпат-кварцевые прожилки и жилы, образующие в терригенных породах меридионально ориентированные зоны шириной сотни метров и про-

тяжённостью первые километры. Примечательно, что почти во всех типах прожилков в том или ином количестве присутствуют охристые гидроокислы железа, выполняющие многочисленные пустоты выщелачивания. Именно в образцах с гидроокислами железа получены содержания платиноидов до 2,0 г/т, среди которых основное место занимает Pd (до 1,8 г/т). Из 18 анализов на ЭПГ (ИГЕМ, метод ICP-MS) шесть имеют результаты более 1,0 г/т Pd, среднее его содержание — 0,65 г/т (табл. 3.6). Наиболее высокое содержание Pt составляет 0,36 г/т, а в среднем — 0,08 г/т. Содержания остальных элементов платиновой группы (Rh, Ru, Os, Ir) не поднимаются выше 0,01–0,08 г/т.

Таблица 3.6

Содержания элементов группы платины (г/т) в породах Новоусмановской площади

№ п/п	№№ обр.	Pt	Pd	Rh	Ru	Os	Ir
1	НУ-98-112	0,23	0,08	0,01	0,02	—	0,02
2	НУ-98-114	0,05	1,40	—	0,04	—	0,01
3	НУ-98-115	0,01	0,71	0,01	0,04	0,03	0,01
4	НУ-98-117	0,01	0,12	0,01	0,05	—	—
5	НУ-98-118	0,10	1,80	—	0,06	0,03	—
6	НУ-98-126	—	0,11	0,02	0,08	—	0,01
7	НУ-98-132	0,36	—	—	—	—	—
8	НУ-98-135/1	0,15	0,47	—	0,01	0,06	0,01
9	НУ-98-353	—	0,31	—	0,01	—	—
10	НУ-98-355	0,08	0,63	0,01	0,01	—	—
11	НУ-98-356	0,02	0,25	—	0,01	—	—
12	НУ-98-357/1	0,07	1,30	0,01	—	—	—
13	НУ-98-357/2	—	—	—	—	0,04	—
14	НУ-98-359/1	—	1,80	0,03	0,02	—	—
15	НУ-98-360	—	0,95	0,01	—	0,04	—
16	НУ-98-362	—	0,57	—	0,02	—	—
17	НУ-98-363	—	0,07	0,08	0,05	0,04	—
18	НУ-98-364	—	0,68	0,01	—	—	0,02

Примечание: прочерк — элемент не обнаружен.

Для проверки полученных данных несколько проб проанализировано в ВИМСе химико-рентгеноспектральным методом (табл. 3.7) и в ИГЕМ РАН химическим методом (табл. 3.8, № 29–31). Хорошо видно, что химико-рентгеноспектральный метод не подтверждает приведённые выше результаты. Однако, хотя он и обладает высокой чувствительностью (0,004 г/т Pd), но является полуколичественным. Проверка проб НУ-99-2/3, 2/7 и 2/8 химическим методом, с одной стороны, позволила установить ошибку химико-рентгеноспектрального метода на порядок и более, а с другой — подтвердить высокие содержания Pd в пробах (в пробе НУ-99-2/8 палладия 0,6 г/т). Источником элементов группы платины, пространственно ассоциирующих с редкометальной минерализацией, как предполагалось

нами выше, являются скрытые на глубине и локально проявившиеся на поверхности (Бзяубашский массив) гипербазитовые тела (см. рис. 3.2). Экстракция платиноидов и их переотложение связаны со становлением в раннекаменноугольное время гранитоидных интрузий.

Таблица 3.7

Содержание Pd (г/т) в породах Новоусмановской площади

№№ п/п	№№ образцов	Pd
1	Ну-99-2/1	< 0,003
2	Ну-99-2/2	< 0,004
3	Ну-99-2/3	< 0,004
4	Ну-99-2/4	< 0,004
5	Ну-99-2/5	0,027
6	Ну-99-2/6	< 0,003
7	Ну-99-2/7	< 0,004
8	Ну-99-2/8	< 0,004
9	Ну-99-1	< 0,004
10	Ну-99-3	< 0,004
11	Ну-99-9	< 0,004
12	Ну-99-11	< 0,004
13	Ну-99-12	< 0,004
14	Ну-99-14	< 0,004
15	Ну-99-28	< 0,004
16	Ну-99-31	< 0,004
17	Ну-99-36	< 0,004
18	Ну-99-38	< 0,004

Определёнными перспективами на платиноиды обладают и черносланцевые отложения бетринской свиты, хорошо обнажённые вдоль шоссе Белорецк – Магнитогорск и детально описанные ранее (см. рис. 3.5). Проанализировано 10 проб пиритизированных углеродистых сланцев и лимонитизированного жильного кварца атомно-абсорбционным методом в ИГЕМ РАН. Кроме золота (60–270 мг/т) в пробах отмечена Pt — 20–100 мг/т (в среднем 42 мг/т) и Pd — 5–50 мг/т (11 мг/т), остальные элементы присутствуют в количествах ниже предела обнаружения (Rh < 0,02, Ir < 0,05, Ru < 0,05 г/т).

Ближние к указанным выше содержания благородных элементов отмечены нами и в сульфидизированных углеродистых сланцах уткальской свиты, обнажающихся в 7 км к юго-западу от пос. Абдулкасимово (верховье р. Мал. Тусту). Здесь также кроме Au — 100–660 мг/т отмечены Pt — 8–15 мг/т и Pd — 6–8 мг/т.

Вольфрам-молибденовое оруденение является нетрадиционным не только для Уралтауского мегантиклинория, но и для западного склона Южного Урала в целом. Вместе с тем в результате геологосъёмочных [Криницкий и др., 1968ф] и тематических [Радченко и др., 1986ф] работ в районе д. Новоусманово получены прямые находки, поисковые признаки и геологические предпосылки, указыва-

ющие на возможность обнаружения здесь проявлений вольфрама и молибдена.

Таблица 3.8

Содержания элементов группы платины (г/т) в сульфидизированных и изменённых породах, полученные химическим методом (ИГЕМ)

№№ п/п	№№ обр.	Pt	Pd
1	Кир-99-102	0,015	0,006
2	Кир-99-104	0,01	0,008
3	Кир-99-106	0,008	—
4	Кир-99-25	0,015	—
5	Кир-99-27	0,01	—
6	Кир-99-29	—	—
7	Кир-99-30	—	—
8	Кир-99-32	—	—
9	Кир-99-105	—	—
10	Кир-99-108	—	—
11	Мз-99-39	0,01	—
12	Мз-99-43	—	0,005
13	Мз-99-45	—	0,003
14	Мз-99-48	0,02	0,01
15	Мз-99-49	—	—
16	Мз-99-51	0,10	0,008
17	Мз-99-55	0,09	0,01
18	Мз-99-56	0,10	—
19	Мз-99-57	0,02	0,005
20	Мз-99-59	0,03	0,05
21	Ну-99-2/3	0,02	0,01
22	Ну-99-2/8	—	0,60
23	Ну-99-2/7	—	0,008
24	Ну-99-16	0,012	0,008
25	Ну-99-17	0,013	—
26	Ну-99-19	0,01	—
27	Ну-99-23	0,02	0,005
28	Ну-99-26	0,01	0,005
29	Ну-99-2/3	0,02	0,01
30	Ну-99-2/7	< 0,02	0,008
31	Ну-99-2/8	< 0,02	0,6

Примечание: прочерк — элемент не обнаружен.

Интерес к данной территории возник после проведения здесь в конце 60-х годов геологосъёмочных работ под руководством Д.Д. Криницкого. Было установлено, что в шлихах ряда притоков р. Бетеря (ручьи Каркабар, Саптарульган, Бзяубаш, Турьелга, Уна, Язимбет, Тупаргасс) содержатся многочисленные знаки молибденита (см. рис. 3.2), а спектральный анализ штучных проб из кварцевых прожилков показал присутствие молибдена в довольно значительном количестве — до 0,04–0,07% (рядовые пробы в пределах 0,001%, фоновые значения — 0,0001%). В этих же пробах отмечен и вольфрам — до 0,1–0,5% (рядовые пробы — 0,01–0,001%, фоновые значения — 0,0001%). Кроме того, гидро-

химические пробы, отобранные из левых притоков р. Тупаргасс, показали высокое содержание в них молибдена — до 0,1 мг/л при фоне 0,0004 мг/л. Последующими работами [Радченко и др., 1986ф] в правых бортах рр. Бетеря и Салажи в кварцевых прожилках обнаружен молибденит в виде налётов, примазок, нитевидных прожилков и чешуек.

Эту вольфрам-молибденовую рудную минерализацию в пределах Новоусмановской площади авторы справедливо связывают с крупным не вскрытым эрозией интрузивным телом кислого состава, отдельные части которого в виде штокообразных выходов обнажены на горе Артлыш к западу от д. Новоусманово, а также отмечены Б.М. Келлером и др. [1949ф] южнее рассматриваемой территории (рис. 3.6). В целом вольфрам-молибденовая минерализация представляется как часть медно-молибден-порфировой рудной системы.

Нами проанализировано 95 проб на вольфрам и молибден, из них 18 проб методом JCP-MS в ИГЕМ РАН (г. Москва, зав. лабораторией В.В. Дистлер) и 77 проб спектрографическим методом в ВИС (г. Москва, зав. лабораторией С.В. Кордюков) (табл. 3.9, 3.10). Результаты анализа проб на W и Mo гематитизированного жильного кварца, кварцевых алевролитов с гидроокислами железа, гематитизированных чёрных сланцев показали следующее. При фоновых значениях для обоих рассматриваемых элементов в 0,0001% в 8 пробах получены содержания W выше 0,01% и в 3 пробах — содержания Mo выше 0,005%. Максимальное значение для W составило 0,019%, а для Mo — 0,010%, что соответственно в 190 и 100 раз выше фоновых [Сначёв и др., 1999; Рыкус и др., 2002].

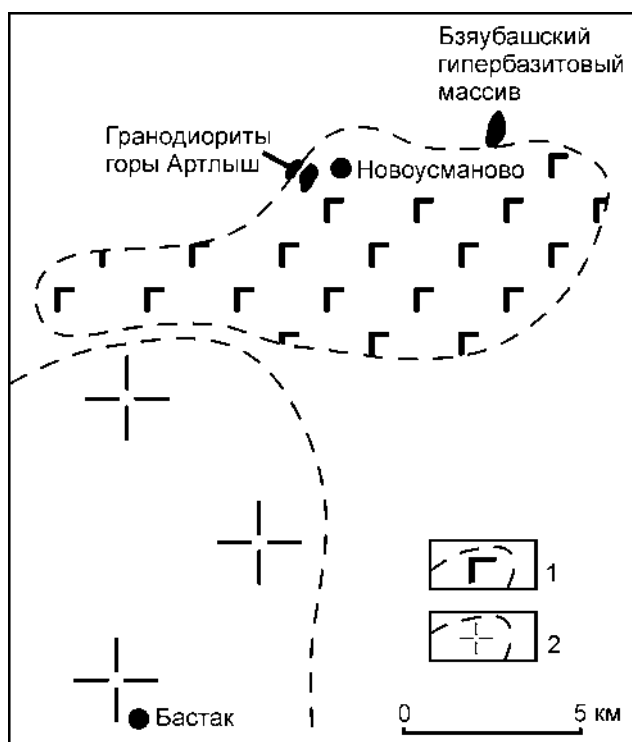


Таблица 3.9

Содержания W и Mo (г/т) в породах Новоусмановской площади по данным метода ICP-MS

№№ п/п	№№ обр.	W	Mo
1	НУ-98-112	0,48	0,55
		0,64	1,20
2	НУ-98-114	0,24	0,37
		0,25	0,58
3	НУ-98-115	0,43	0,76
		0,51	2,70
4	НУ-98-117	0,24	0,24
		0,12	0,50
5	НУ-98-118	0,28	0,28
		0,35	0,81
6	НУ-98-126	—	0,77
		0,01	1,80
7	НУ-98-132	—	0,14
		—	0,33
8	НУ-98-135/1	0,26	3,60
		0,30	11,00
9	НУ-98-353	0,12	0,18
		0,17	0,43
10	НУ-98-355	0,19	0,44
		0,13	1,40
11	НУ-98-356	0,03	—
		0,33	—
12	НУ-98-357/1	0,27	0,50
		0,54	1,00
13	НУ-98-357/2	—	—
		—	—
14	НУ-98-359/1	0,98	0,32
		0,50	0,57
15	НУ-98-360	—	—
		0,21	0,03
16	НУ-98-362	0,16	0,20
		0,31	0,43
17	НУ-98-363	—	0,16
		—	0,26
18	НУ-98-364	—	0,14
		0,06	0,15

Примечания: место отбора образцов НУ-98-112 — р. Бетеря; НУ-98-114 — НУ-98-135/1, НУ-98-359 — НУ-98-364 — р. Тупаргасс; НУ-98-353 — НУ-98-357/2 — р. Карасьелга. Каждая проба анализировалась дважды.

Рис. 3.6. Схема расположения интрузивных пород на Новоусмановской площади [Криницкий и др., 1968ф; Радченко и др., 1986ф]

Условные обозначения: 1 — область предполагаемого развития габбро на глубине по геофизическим данным; 2 — область предполагаемого развития гранитоидов на глубине по геофизическим данным

Таблица 3.10
Содержания W и Mo (% масс.) в породах
Новоусмановской площади по данным
спектрографического анализа

№№ п/п	№№ обр.	W	Mo
1	2	3	4
1	T-97-01	0,007	< 0,002
2	T-97-1	0,004	0,0048
3	T-97-2	0,005	< 0,002
4	T-97-6	< 0,004	< 0,002
5	T-97-7	< 0,004	< 0,002
6	T-97-8	< 0,004	< 0,002
7	T-97-9	0,005	< 0,002
8	НУ-97-1/1	< 0,004	< 0,002
9	НУ-97-2	0,004	< 0,002
10	НУ-97-4	0,016	< 0,002
11	НУ-97-5	0,013	0,002
12	НУ-97-6/1	0,007	< 0,002
13	НУ-97-8	0,007	< 0,002
14	НУ-97-10	0,019	< 0,002
15	НУ-97-11	< 0,004	< 0,002
16	НУ-97-12	< 0,004	< 0,002
17	НУ-97-13	0,007	< 0,002
18	НУ-97-20	0,004	< 0,002
19	НУ-97-21	< 0,004	< 0,002
20	НУ-97-25	0,009	< 0,002
21	НУ-97-26	< 0,004	0,002
22	НУ-97-27	0,004	0,0056
23	НУ-97-28	< 0,004	< 0,002
24	НУ-97-29	< 0,004	< 0,002
25	НУ-97-31	0,004	< 0,002
26	НУ-97-35	0,019	< 0,002
27	НУ-97-36	0,007	< 0,002
28	НУ-97-112	< 0,004	< 0,002
29	НУ-97-113	0,004	0,010
30	НУ-97-113/1	< 0,004	< 0,002
31	НУ-97-119	0,013	0,004
32	НУ-97-120/1	< 0,004	0,002
33	НУ-97-121/1	< 0,004	< 0,002
34	НУ-97-125/2	0,012	< 0,002
35	НУ-97-126	< 0,004	< 0,002
36	НУ-97-129	< 0,004	< 0,002
37	НУ-97-131	< 0,004	0,004
38	НУ-97-133	< 0,004	< 0,002
39	НУ-97-135	< 0,004	< 0,002
40	НУ-97-139	0,007	< 0,002
41	НУ-97-140	< 0,004	0,004
42	НУ-97-142	< 0,004	< 0,002
43	НУ-97-170	< 0,004	0,002
44	НУ-97-173	0,004	< 0,002
45	НУ-97-174	0,005	< 0,002
46	НУ-97-175	0,012	< 0,002
47	НУ-97-177	< 0,004	< 0,002
48	НУ-97-179	0,007	< 0,002
49	НУ-97-180	< 0,004	< 0,002

1	2	3	4
50	НУ-97-184	< 0,004	< 0,002
51	НУ-97-185	< 0,004	< 0,002
52	НУ-97-186	< 0,004	0,004
53	НУ-97-211	< 0,004	< 0,002
54	НУ-97-212	< 0,004	< 0,002
55	НУ-97-213	< 0,004	0,0032
56	НУ-97-214	< 0,004	< 0,002
57	НУ-97-215	< 0,004	< 0,002
58	НУ-97-216/6	0,005	< 0,002
59	НУ-97-217/3	< 0,004	< 0,002
60	НУ-97-218	< 0,004	0,002
61	НУ-97-219/2	< 0,004	< 0,002
62	НУ-99-2/1	< 0,004	0,0015
63	НУ-99-2/2	< 0,004	0,0005
64	НУ-99-2/3	< 0,004	0,0028
65	НУ-99-2/4	< 0,004	0,0005
66	НУ-99-2/5	< 0,004	0,0006
67	НУ-99-2/6	< 0,004	0,0010
68	НУ-99-2/7	< 0,004	0,0003
69	НУ-99-2/8	< 0,004	0,0010
70	НУ-99-3	< 0,004	< 0,0002
71	НУ-99-9	< 0,004	< 0,0002
72	НУ-99-11	< 0,004	< 0,0002
73	НУ-99-12	< 0,004	< 0,0002
74	НУ-99-14	< 0,004	< 0,0002
75	НУ-99-28	< 0,004	< 0,0002
76	НУ-99-31	< 0,004	< 0,0002
77	НУ-99-36	< 0,004	< 0,0002

Примечания: место отбора образцов НУ-99-2/1 – НУ-99-3 – р. Турпаргас; НУ-99-9 – НУ-99-14 – р. Бетеря (у д. Новоусманово); НУ-99-28 – НУ-99-36 – р. Уна; Т-97-01 – Т-97-9, НУ-97-35, НУ-97-36, НУ-97-170 – НУ-97-174 – р. Турыйелга; НУ-97-1/1 – НУ-97-13 – карьер, устье р. Турыйелга; НУ-97-20, НУ-97-21, НУ-97-119 – НУ-97-135, НУ-97-175 – НУ-97-177, НУ-97-184, НУ-97-186 – р. Саггарульган; НУ-97-25 – НУ-97-31 – р. Бзяубаш, НУ-97-112 – НУ-97-113/1, НУ-97-179, НУ-97-180, НУ-97-185 – р. Каркабар; НУ-97-139 – НУ-97-142 – р. Салажи; НУ-97-211 – НУ-97-219/2 – р. Бетеря.

Учитывая тот факт, что конечные продукты окисления молибденита в большинстве случаев легко вымываются и формируют на уровне грунтовых вод зоны вторичного обогащения, а также наличие многочисленных индикаторных розетковидных и листовато-ящичных пустот выщелачивания в лимонитизированных терригенных породах рассматриваемой площади, следует ожидать резкого повышения молибдена и вольфрама с глубиной.

Таким образом, Новоусмановская площадь обладает высокими перспективами на вольфрам и молибден. Данная W-Mo рудная минерализация может быть предварительно отнесена к жильному типу и генетически связана с залегающей на глубине интрузией кислого состава, апофизы которой отмечены в непосредственной близости от вершины г. Артлыш и южнее.

3.2. Южная часть Уралтауского мегантиклинория

3.2.1. Геологическое строение максютовского комплекса

Образования максютовского комплекса широко развиты в южной и средней части Уралтауского мегантиклинория, соответственно в Поимско-Каялинском и Суваянско-Сакмарском районах. К северу они постепенно выклиниваются и в Кирябинско-Узянбашском районе на широте гипербазитового массива Южный Крака полностью исчезают с эрозионной поверхности. Лишь небольшим фрагментом максютовский метаморфический комплекс попадает в пределы северной части мегантиклинория, обнажаясь узкой полосой вдоль зоны ГУРа (см. рис. 3.1).

Традиционно максютовский комплекс относится к среднему рифею и подразделяется на последовательно сменяющие друг друга галеевскую, кайраклинскую, юагузинскую и карамалинскую свиты, хотя, как указано в начале главы, на этот счёт есть самые разные мнения. В последнее время исследователи описывают Уралтауский мегантиклинорий как антиформу, образованную двумя тектоническими единицами [Hetzl, 1999; Пучков, 2010], к первой из которых отнесены галеевская и кайраклинская свиты, ко второй — юагузинская и карамалинская. Более того, Р. Хетцель [Hetzl, 1999] полагает, что первая (нижняя) единица имеет докембрийский возраст, а вторая (верхняя) — палеозойский. Углеродистые отложения известны только в кайраклинской, юагузинской и карамалинской свитах, которые и будут рассмотрены ниже.

Кайраклинская свита (RF_2krk). Наиболее полные разрезы свиты описаны Д.Д. Криницким и В.М. Криницкой [1958] в районе среднего течения р. Сакмары, где в её составе выделены три подсвиты [Стратиграфические схемы..., 1993]: нижняя (якуповская), средняя (аралбаевская) и верхняя (баракальская).

Нижняя подсвита сложена метаосадочными породами — переслаивающимися слюдистыми кварцитами, графитистыми кварцитами, слюдисто-графито-кварцевыми и слюдисто-полевошпат-кварцевыми сланцами. Мощность её 150–200 м.

Средняя подсвита — метавулканогенно-осадочная, представлена зелёными сланцами актинолит-полевошпатового, эпидот-полевошпатового состава, предположительно по основным эффузивам. Отмечаются маломощные прослои графитистых кварцитов и слюдисто-графит-кварцевых сланцев. Мощность подсвиты сильно изменчива и составляет от 50 до 200 м.

Верхняя подсвита по набору литотипов весьма близка к нижней; в её составе преобладают слюдистые кварциты, переслаивающиеся с графитистыми

кварцитами и слюдисто-графит-кварцевыми сланцами. Мощность 150–250 м. Общая мощность кайраклинской свиты составляет 350–650 м.

Трёхчленное деление свиты устойчиво выдержано в пределах сводовых поднятий и крыльев антиклинальных структур, где в наиболее полных её разрезах среди слюдисто-графит-кварцевых сланцев можно наблюдать линзы мраморизованных известняков и небольшие тела габбро и серпентинитов. От согласно подстилающей галеевской свиты кайраклинские отложения надёжно отличаются широким развитием графитистых разностей пород, а также присутствием магматических образований основного и ультраосновного состава.

Юагузинская свита (RF_2jm). По данным С.С. Горохова [1964], а также согласно Унифицированным схемам Урала [Стратиграфические схемы..., 1993], юагузинская свита включает в себя три подсвиты.

Нижняя подсвита представлена гранат- и глаукофансодержащими слюдисто-кварцевыми и слюдисто-полевошпат-кварцевыми сланцами с прослоями кварцитов и слюдистых кварцитов. Мощность отложений 100–200 м.

Средняя подсвита существенно кварцитовая с прослоями аркозовых кварцито-песчаников. Её мощность 50–150 м.

Верхняя подсвита мощностью 150–200 м также, как и нижняя, преимущественно сланцевая; её облик определяют гранат- и глаукофансодержащие сланцы с редкими прослоями кварцитов.

Общая мощность юагузинской свиты составляет 300–550 м.

Метаморфические отложения слагают в основном крылья антиклинальных поднятий и, по данным большинства исследователей, соотношение между подсвитами носит постепенный характер. Минеральный состав юагузинской свиты по площади неустойчив и в частных разрезах определяется количественными соотношениями в породах граната, глаукофана и альбита.

Характерной чертой рассматриваемых метаморфитов является присутствие среди них небольших пластовых и линзовидных тел эклогитов, гранат-глаукофановых ультраосновных пород и, возможно, метаморфизованных эффузивов кислого состава.

Карамалинская свита (RF_2krm). Типовые разрезы отложений свиты известны в бассейнах рек Крепостной Зилаир и Сакмара, где они могут быть подразделены на четыре подсвиты [Стратиграфические схемы..., 1993].

Сводный состав первой (нижней) подсвиты включает в себя графитистые кварциты, слюдисто-кварцевые и графит-кварцевые сланцы при явном преобладании последних. В верхней части разреза среди парасланцев отмечаются небольшие пластовые тела ортопород. Мощность отложений составляет 200–300 м.

Вторая подсвета существенно ортосланцевая, в ней большим распространением пользуются слюдисто-хлорит-альбитовые, актинолит-хлорит (эпидот)-альбитовые, биотит-хлорит-альбитовые, альбит-хлоритовые, кварц-альбитовые и другие разновидности пород, представляющие, очевидно, продукты метаморфизма магматических образований преимущественно основного состава. Почти исключительно ортосланцевый состав подсветы дополняется в некоторых её разрезах прослоями метаосадочных пород, главным образом кварцитами, слюдисто-кварцевыми и графитистыми сланцами. Объёмы парапород в таких разрезах иногда существенно возрастают, что приводит к появлению на площади развития подсветы её переходных метаосадочно-вулканогенных и метавулканогенно-осадочных фациальных типов отложений. Мощность подсветы 200 м.

Третья подсвета мощностью 350 м сложена парасланцами кварцевого и слюдисто-кварцевого состава, содержащими в том или ином количестве примесь графитистого материала. По набору литотипов эти отложения весьма близки к парапородам первой подсветы, но отличаются от них некоторым увеличением степени метаморфизма, что приводит к возрастанию среди породообразующих минералов третьей подсветы роли граната.

Четвёртая подсвета, завершающая разрез максютовского комплекса, представлена преимущественно ортосланцами эпидот-альбит-хлоритового, кварц-биотит-альбитового, слюдисто-кварцевого состава, образовавшимися по основным и кислым эффузивам. Среди них выделяются отдельные прослои, горизонты, а иногда и ритмично переслаивающиеся пачки графитистых кварцитов и слюдисто-кварцевых сланцев с зеленоватым фенгитом, гранатом и вторичным альбитом. Мощность отложений 250 м. Суммарная мощность карамалинской свиты составляет 1000–1100 м, общая мощность максютовского метаморфического комплекса достигает 1750–2450 м (по разным оценкам от 1250 до 6500 м).

3.2.2. Геохимические особенности углеродистых отложений

В ходе проведения работ по геологической съёмке масштаба 1:200 000 в пределах листа N-40-XXXIV (Зилаир) нами изучались углеродистые отложения максютовского комплекса южной части Уралтауского антиклинория.

Банк анализов включает 113 силикатных (выполнены в ИГ УНЦ РАН, аналитик С.А. Ягудина), 5 — редкоземельных элементов (ГЕОХИ, ЦЛАВ, зав. лаб. Г.М. Колесов) и 8 определений $C_{орг}$ (количественный химический анализ, АСИЦ ВИМС, зав. лаб. С.В. Кордюков).

Для определения формационной принадлежности черносланцевых отложений Зилаирской площади использовалась диаграмма А–S–С [Горбачёв, Созинов, 1985] (рис. 3.7).

Большинство значений углеродистых отложений, вынесенных на диаграмму, расположилось в поле кремнисто-углеродистой формации или на её границе с терригенно-углеродистой формацией, что говорит о выдержанности их химического состава на всей рассматриваемой территории. Несколько образцов, имеющих в своём составе карбонатную составляющую или подвергшиеся изменениям, “вылетают” или попадают в поле карбонатно-углеродистой формации (в дальнейших вычислениях они не учитывались). Обратная корреляция, как между параметрами А и S, так и между С и S, указывает, во-первых, на био-хемогенный и вулканогенный источник кремнезёма, но не терригенный его привнос, а во вторых — на независимые источники кремнезёма и карбоната. Ситуация, при которой наблюдается резкий дефицит СаО и избыток SiO_2 , присуща для активно прогибающихся дистальных частей бассейнов.

Рассмотрим этот вопрос подробнее. Известно [Горбачёв, Созинов, 1985], что основным индикатором удалённости бассейна седиментации от береговой линии является примесь терригенного материала, величину которой можно получить из анализа диаграммы А–S–С. Так, чем ближе влево смещены точки в пределах выделенных полей формаций, тем больше терригенного материала в осадках. На рис. 3.7 хорошо видно, что большинство точек, принадлежащих углеродистым отложениям Зилаирской площади, занимают крайнее правое положение, и только незначительно количество анализов углеродисто-глинистых и углеродисто-серицитовых сланцев расположены в левой и центральной части поля кремнисто-углеродистой формации.

Химический состав отложений кремнисто-углеродистой формации однообразен: породообразующим является кремнезём (по 102 анализам от 76 до 93%, среднее 88%), сумма остальных 12 оксидов в среднем составляет 10% (табл. 3.11).

На источник **кремнезёма** в кремнисто-углеродистых осадках существует несколько точек зрения. В своих работах по литологии П.П. Тимофеев с соавторами [1983] предполагают, что накопление кремнезёма в геосинклиналях было тесно связано с вулканизмом. В бассейн осадконакопления он поступал в результате разгрузки ювенильных и вадозных гидротерм, а также при подводном выщелачивании SiO_2 из лав и пирокластических обломков. Однако расчёты, проведённые Ю.Г. Волохиным и М.А. Михайловым [1979], показывают, что максимальный вынос SiO_2 при взаимодействии горячей лавы с морской водой и освобождение эндогенного кремнезёма в результате выщелачивания в лучшем случае могут составить 1% от массы вулканитов.

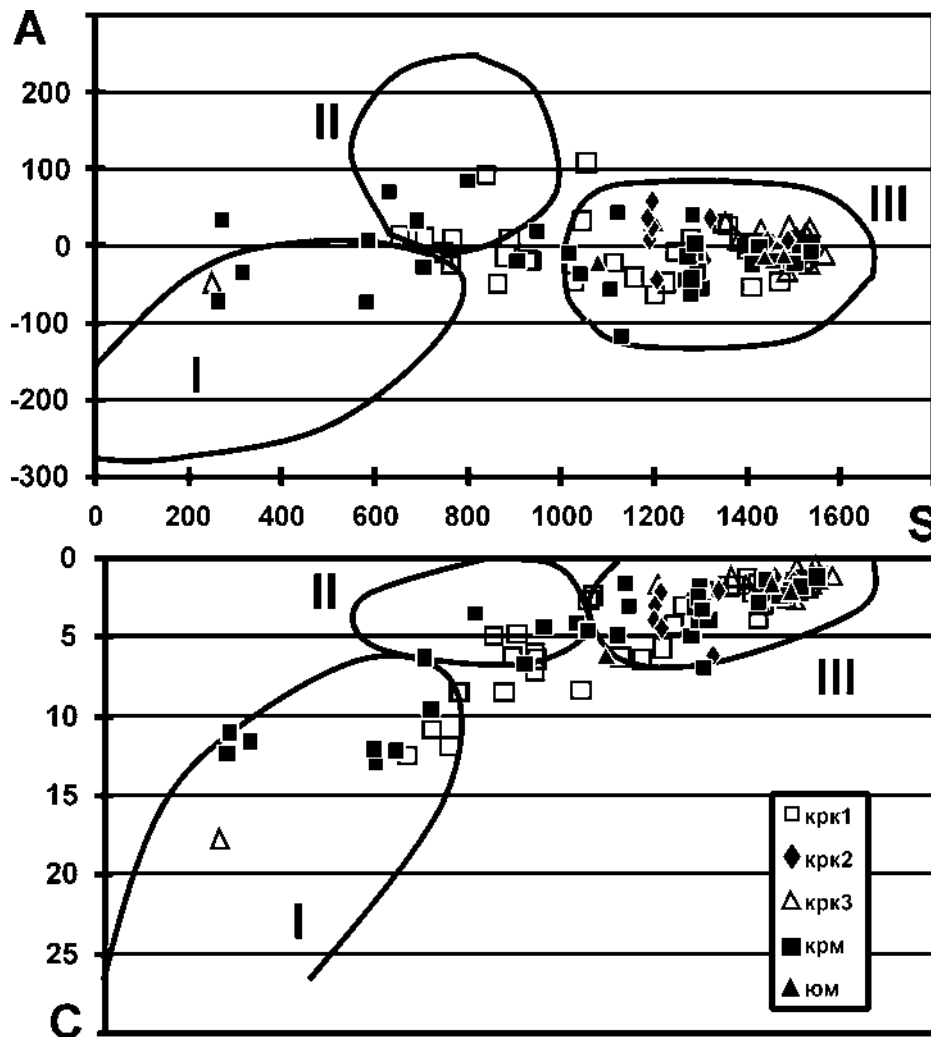


Рис. 3.7. Типизация углеродистых отложений Зилаирской площади с помощью диаграммы О.В. Горбачёва, Н.А. Созинова [1985]

Условные обозначения: крк1, крк2, крк3 — первая, вторая и третья подсвиты кайраклинской свиты, кرم — карамалинская свита, юм — юмагузинская свита. Поля формаций: I — карбонатно-углеродистая, II — терригенно-углеродистая, III — кремнисто-углеродистая

Соотношение же масс кремнистых и вулканогенных пород в разных геосинклинальных районах либо соизмеримы, либо первых гораздо больше. Следовательно вулканизм не мог быть главным источником кремненакопления [Юдович, Кетрис, 1988].

Содержание углеродистого вещества в чёрных сланцах максютовского метаморфического комплекса, по визуальным оценкам А.А. Алексева [1978], составляет 1,5–3,0%; в максимально обогащённых углеродом разновидностях может достигать 10% и более. Собственные результаты анализа 8 образцов из различных частей Зилаирской площади показывают, что кремнисто-углеродистые сланцы относятся к низкоуглеродистому типу (табл. 3.12).

В анализах кремнистых сланцев Зилаирской площади почти 100% углерода составляет $C_{орг}$, на долю CO_2 приходятся ничтожные значения (см. табл. 3.12), что в совокупности с низкими значениями параметра С (среднее 2,1) (см. рис. 3.7) и отсут-

ствием карбонатов в разрезах говорит о специфичности условий осадконакопления. Образование подобных отложений возможно только на глубинах ниже уровня карбонатной компенсации (в современных океанических бассейнах — от 3500 м до 6000 м) [Хворова и др., 1968, 1985; Страхов, 1978].

Для интерпретации состава кремнисто-углеродистых отложений Зилаирской площади использовались стандартные петрохимические параметры (модули), рассчитываемые по силикатным анализам [Юдович, Кетрис, 1986] (см. табл. 3.11).

Гидролизатный модуль ($ГМ = (TiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO + MnO) / SiO_2$). По значениям гидролизатного модуля (от 0,01 до 0,168) все кремнисто-углеродистые отложения Зилаирской площади относятся к типу силиты, классу гипосилиты, а 52% из них даже к подклассу ультраэвсилитов (рис. 3.8), что указывает на незначительный привнос в бассейн осадконакопления продуктов выветривания с континента.

Таблица 3.11

Результаты силикатного (%) и атомно-абсорбционного (Co, Ni, Cr-г/г) анализов и основные петрохимические параметры углеродистых сланцев Зилаирской площади

№№ п/п	№№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	шпш	сумма	Cr	Ni	Co	S	AM
1	1088/2	60,10	0,90	16,25	3,26	4,09	0,18	3,60	0,40	2,70	4,50	0,17	4,52	100,67	112	46	14,0	694,30	0,270
2	1092	75,00	0,29	9,43	2,81	1,79	0,02	2,40	0,48	3,20	3,13	0,13	1,22	99,90	248	35	6,0	1059,67	0,126
3	1095	64,00	0,80	14,90	2,38	3,95	0,10	3,60	0,50	2,70	3,75	0,10	3,12	99,90	120	29	7,0	776,42	0,233
4	1095/1	63,20	0,80	15,60	3,42	3,59	0,18	3,40	0,50	3,04	4,00	0,13	2,40	100,26	200	41	14,0	750,75	0,247
5	1164/21	92,00	0,05	0,40	0,60	1,00	0,02	2,20	0,50	1,35	0,54	0,35	1,38	100,39	280	41	—	1461,21	0,004
6	1164/23	85,70	0,10	1,90	1,03	0,71	0,01	1,60	0,50	1,35	2,25	0,78	3,14	99,07	180	25	—	1400,34	0,022
7	1164/24	85,00	0,07	1,80	1,33	0,71	0,01	1,60	0,50	1,65	2,50	1,05	3,34	99,56	190	19	—	1383,08	0,021
8	1164/25	89,00	0,10	0,60	0,40	0,99	0,04	1,40	0,55	1,35	1,10	0,13	4,34	100,00	170	24	3,0	1479,37	0,007
9	1164/26	84,10	0,10	1,50	0,70	1,00	0,02	1,40	0,80	1,35	2,05	0,13	6,54	99,69	92	21	2,0	1415,22	0,018
10	1164/28	86,00	0,10	1,50	0,73	0,71	0,08	2,40	0,80	1,35	1,70	0,10	4,32	99,79	200	50	4,0	1392,02	0,017
11	1164/32	90,50	0,03	0,45	0,20	1,29	0,18	1,20	0,50	1,22	0,59	0,04	4,20	100,40	700	72	5,0	1501,61	0,005
12	2509	75,00	0,60	14,00	3,20	—	0,02	2,00	0,50	0,54	1,50	0,22	2,10	99,68	76	4,4	2,7	1058,47	0,187
13	2510	89,00	0,14	1,80	2,50	—	0,04	2,20	0,80	0,06	0,06	0,16	2,76	99,52	2020	107	7,3	1425,91	0,020
14	2511	69,10	1,03	14,90	0,83	4,30	0,04	3,60	1,40	1,15	1,25	0,13	2,14	99,87	94	40	7,8	844,30	0,216
15	2513	90,00	0,06	0,50	1,20	0,40	0,02	0,40	2,27	0,20	0,68	1,24	3,40	100,37	63	6	—	1474,81	0,006
16	2514	92,10	0,06	2,40	0,60	—	0,10	1,00	0,50	0,20	0,50	0,09	1,80	99,35	33	11	9,2	1509,43	0,026
17	2516	83,70	0,26	5,50	1,60	1,40	0,14	1,46	1,40	0,54	1,25	0,17	2,40	99,82	89	44	4,7	1282,08	0,066
18	2521	83,60	0,70	5,68	0,30	1,58	0,19	1,40	0,80	1,89	1,25	0,09	2,16	99,64	33	26	7,7	1296,05	0,068
19	2522	89,00	0,06	2,80	0,70	0,90	0,09	1,40	0,80	0,50	1,00	0,10	2,18	99,53	23	13	1,9	1426,30	0,031
20	2502/2	71,40	0,65	11,68	3,86	—	0,79	0,40	2,37	0,27	3,59	0,19	5,12	100,32	92	32	1,8	1048,19	0,164
21	2508/02	92,70	0,03	0,85	1,00	0,50	0,03	0,80	0,50	0,12	0,27	0,02	2,70	99,52	37	7,5	—	1542,19	0,009
22	2567/00	86,50	0,29	4,50	0,50	1,40	0,10	0,60	0,80	0,81	1,25	0,07	2,92	99,74	46	10	2,0	1388,50	0,052
23	2567/100	91,80	0,09	1,00	1,21	0,71	0,14	1,20	0,80	0,27	0,50	0,04	1,54	99,30	39	6	0,0	1490,58	0,011
24	2567/105	85,20	0,29	5,80	0,60	0,79	0,09	1,40	0,50	0,50	1,25	0,04	2,90	99,36	63	2,5	1,5	1351,14	0,068
25	2567/120	90,00	0,09	2,40	1,22	1,15	1,90	1,20	1,10	0,27	0,50	0,09	1,44	101,36	60	8,9	—	1403,08	0,027
26	2567/135	86,00	0,29	5,80	0,50	0,80	0,20	1,00	0,80	0,50	1,00	0,01	3,08	99,98	54	3,2	—	1363,97	0,067
27	2567/17	88,60	0,29	2,40	0,63	1,50	0,17	1,22	0,80	0,50	0,50	0,06	2,82	99,49	1220	120	1,8	1429,95	0,027
28	2567/180	87,50	0,29	2,40	1,30	1,80	0,03	1,20	0,56	0,50	0,50	0,15	3,12	99,35	3140	330	8,0	1413,72	0,027
29	2567/200	94,00	0,04	0,80	0,20	0,70	0,09	1,00	1,00	0,27	0,50	0,09	1,40	100,09	42	31	2,5	1523,60	0,009
30	2567/230	90,70	0,14	0,85	1,06	0,74	0,27	1,40	0,80	0,27	0,50	0,13	2,72	99,58	35	13	1,8	1482,46	0,009
31	2567/265	87,00	0,14	0,85	1,50	—	0,07	0,80	3,12	0,27	0,20	1,92	3,74	99,61	86	4,6	7,1	1413,73	0,010
32	2567/290	60,10	0,86	11,00	4,00	—	0,05	3,00	5,60	0,25	2,60	2,87	9,28	99,61	2300	130	10,0	767,68	0,183
33	2567/30	91,10	0,09	1,00	1,30	0,71	0,14	0,80	0,80	0,80	0,50	0,07	1,86	99,17	34	21	4,3	1495,11	0,011
34	1364	78,75	0,25	3,30	2,60	2,44	0,16	5,00	1,40	0,54	2,05	0,18	2,88	99,55	280	52	8,0	1116,84	0,042
35	1367	71,00	0,65	7,70	1,00	3,65	0,18	4,40	2,84	1,08	2,50	0,40	4,16	99,56	480	150	16,0	932,76	0,108
36	1370	71,00	0,86	7,70	1,32	3,59	0,22	4,40	2,10	2,00	2,55	0,44	4,02	100,20	270	60	14,0	937,69	0,108
37	1370/2	82,00	0,10	2,50	1,60	2,39	0,09	1,90	1,60	0,60	1,00	0,40	5,42	99,60	340	64	7,0	1297,39	0,030

Таблица 3.11 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
38	1370/3	66,45	0,34	7,60	1,45	2,35	0,15	9,80	2,20	0,54	3,44	0,27	5,02	99,61	280	77	9,0	748,29	0,114
39	1370/4	64,00	0,34	7,90	1,50	4,67	0,48	8,70	2,20	0,50	2,08	0,34	7,50	100,21	500	170	31,0	710,59	0,123
40	1370/6	64,50	0,34	7,70	1,25	5,00	0,69	10,60	2,00	0,50	1,98	0,25	5,28	100,09	440	230	27,0	656,58	0,119
41	1370/7	92,50	0,09	0,90	0,80	1,00	0,04	1,40	0,80	0,30	0,54	0,16	0,86	99,39	550	65	7,0	1485,23	0,010
42	1370/8	68,50	0,29	7,90	2,42	3,23	0,41	4,00	4,54	1,37	2,05	0,25	4,94	99,90	300	120	21,0	866,48	0,115
43	1370/11	65,20	0,86	8,60	2,80	4,09	0,72	6,60	2,00	1,25	2,05	0,32	5,80	100,29	280	200	32,0	769,90	0,132
44	1370/13	81,00	0,20	2,30	0,80	2,87	0,20	3,00	1,28	1,08	2,82	0,58	4,28	100,41	310	150	26,0	1231,62	0,028
45	1370/15	80,50	0,22	2,30	1,10	2,15	0,23	3,00	2,80	0,50	2,50	0,58	3,96	99,84	340	89	16,0	1206,36	0,029
46	1370/16	76,10	0,25	2,30	1,41	3,60	0,21	7,00	1,45	1,89	1,08	0,28	4,36	99,93	530	140	11,0	1031,88	0,030
47	1370/17	71,00	0,60	7,70	1,03	4,48	0,28	4,60	1,45	2,97	2,05	0,08	3,94	100,18	320	125	18,0	933,03	0,108
48	1370/18	82,70	0,25	2,30	0,88	3,08	0,42	5,10	1,40	1,37	1,66	0,16	0,84	100,16	370	98	15,0	1162,52	0,028
49	1370/19	68,55	0,30	8,20	1,49	4,34	0,43	5,00	1,40	2,70	2,50	0,23	2,94	98,08	370	76	12,0	885,31	0,120
50	1370/20	66,93	0,25	9,70	4,41	2,87	0,55	3,20	1,70	1,89	2,50	0,24	5,38	99,62	170	140	50,0	893,51	0,145
51	1370/21	81,70	0,15	4,10	1,30	2,51	0,10	2,60	0,50	1,40	1,66	0,12	2,84	98,98	350	49	9,0	1251,98	0,050
52	2515	91,00	0,06	2,50	1,50	—	0,02	1,00	0,50	0,20	0,50	0,05	2,88	100,21	34	8,5	6,6	1487,22	0,027
53	2523	80,00	0,16	5,70	2,00	—	0,04	1,00	3,40	0,27	3,12	2,05	2,60	100,34	1240	106	5,8	1205,37	0,071
54	2535	79,90	0,29	6,80	3,80	—	0,07	2,00	2,00	0,80	1,08	0,39	2,56	99,69	4220	210	5,7	1188,68	0,085
55	2536	81,00	0,49	8,60	3,80	—	0,08	1,60	1,40	0,54	1,25	0,36	0,80	99,92	44	29	4,2	1186,28	0,106
56	2539	80,00	0,73	7,20	1,31	2,87	0,06	1,40	0,80	1,05	1,50	0,13	3,06	100,11	65	23	4,9	1199,68	0,090
57	2548	87,10	0,06	2,40	1,00	—	0,04	4,20	2,05	0,10	0,50	0,06	3,02	100,53	49	10	7,2	1312,37	0,028
58	2502/1	90,00	0,08	2,30	1,60	1,70	0,05	0,80	0,50	0,27	0,50	0,06	2,28	100,14	4320	210	5,2	1444,44	0,026
59	2508/01	85,10	0,25	5,60	3,50	—	0,02	1,60	0,50	0,27	0,55	0,04	2,56	99,99	36	6	2,4	1325,53	0,066
60	2539/1	80,00	0,49	8,50	3,73	0,71	0,13	1,60	0,50	0,27	1,25	0,06	2,80	100,04	76	21	3,1	1199,91	0,106
61	2502	92,00	0,08	0,40	2,00	—	0,02	1,20	0,50	0,12	0,25	0,12	3,14	99,83	40	24	1,5	1527,23	0,004
62	2504	85,70	0,08	5,50	3,80	—	0,05	0,80	0,50	0,52	0,50	0,06	3,18	100,69	43	3	4,3	1354,12	0,064
63	2508	89,00	0,28	2,00	2,00	—	0,01	2,00	1,00	0,10	1,00	0,01	2,80	100,20	61	31	—	1419,17	0,022
64	2517	92,00	0,26	2,50	0,60	—	0,01	0,80	0,80	0,06	0,06	0,18	2,64	99,91	22	3,9	—	1510,65	0,027
65	2518	92,00	0,04	3,20	0,50	—	0,02	0,30	0,30	0,05	0,05	0,15	2,76	99,37	33	12	—	1536,58	0,035
66	2519	92,80	0,04	2,40	0,50	—	0,03	1,00	0,28	0,06	0,10	0,05	2,02	99,28	37	21	4,8	1530,59	0,026
67	2531	90,50	0,06	1,50	1,00	—	0,06	1,60	0,50	0,12	0,75	0,14	3,80	100,03	43	16	3,1	1493,56	0,017
68	2534	49,00	0,65	14,20	1,00	5,17	0,28	8,20	9,66	0,24	0,70	0,34	10,48	99,92	650	330	19,6	249,10	0,290
69	2540	90,00	0,06	2,80	0,10	1,00	0,13	1,20	0,80	0,27	0,50	0,01	2,62	99,49	40	6	8,8	1458,12	0,031
70	2547	87,00	0,09	2,40	5,60	—	0,05	1,20	0,50	0,12	0,54	0,06	2,80	100,36	4250	200	10,0	1385,06	0,028
71	2565	89,00	0,25	0,80	1,30	—	0,09	1,00	0,85	0,54	0,50	0,12	5,64	100,09	51	5	14,0	1509,69	0,009
72	2566	76,20	0,90	9,00	2,00	—	0,04	1,20	0,56	0,50	3,75	0,07	5,34	99,56	72	9,6	6,4	1197,38	0,118
73	2504/1	90,00	0,08	1,00	1,40	—	0,04	0,60	2,07	0,12	0,30	0,20	3,72	99,53	65	6	—	1490,59	0,011
74	2512/2	92,10	0,06	0,46	1,20	0,35	0,03	0,60	0,80	0,50	0,50	0,06	3,40	100,06	36	13	3,5	1538,82	0,005
75	2532/1	90,00	0,08	3,50	1,00	—	0,02	0,60	0,10	0,12	0,75	0,26	2,58	99,01	45	23	1,4	1494,60	0,039
76	2533/1	89,00	0,08	4,50	1,00	—	0,06	1,00	0,50	0,12	1,10	0,09	3,06	100,51	45	9	3,9	1434,30	0,051
77	2549/1	92,50	0,10	0,50	1,20	—	0,02	0,40	0,70	0,06	0,20	0,14	4,16	99,98	52	13	5,4	1570,97	0,005

Таблица 3.11 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
78	8061	63,50	0,95	13,12	3,00	5,00	0,69	4,40	1,40	1,08	2,80	0,34	3,74	100,02	330	130	18,0	733,48	0,207
79	2501	91,40	0,08	0,40	1,13	1,70	0,03	1,00	1,10	0,12	0,20	0,25	3,00	100,41	1700	120	3,9	1481,12	0,004
80	2505	90,00	0,06	0,70	0,60	0,87	0,25	0,80	1,10	0,20	0,60	0,15	4,12	99,45	1500	100	7,0	1506,69	0,008
81	2506	88,40	0,49	2,60	2,50	—	0,58	1,00	0,50	0,27	1,28	0,06	2,34	100,02	69	27	6,9	1430,16	0,029
82	2507	65,00	1,02	9,00	2,66	5,17	0,44	11,20	1,10	0,12	0,07	0,21	5,20	101,19	350	440	28,0	633,45	0,138
83	2508	74,00	0,88	10,00	4,60	—	0,39	0,60	1,10	0,54	2,81	0,22	5,50	100,64	81	23	—	1125,40	0,135
84	2550/1	92,50	0,08	0,40	1,34	0,60	0,04	0,80	0,50	0,12	0,25	0,09	3,10	99,82	42	9	2,0	1541,27	0,004
85	2512/1	85,10	0,06	6,80	1,36	2,40	0,04	1,00	0,80	0,50	0,50	0,07	1,28	99,91	3300	185	5,0	1286,90	0,080
86	1110	89,00	0,05	0,70	0,20	1,14	0,03	6,50	0,50	1,00	0,10	0,13	0,40	99,75	570	51	7,0	1296,18	0,008
87	1102/1	50,90	0,91	16,60	1,58	7,86	1,30	6,40	5,31	5,75	1,00	0,10	2,92	100,63	110	60	21,0	319,39	0,326
88	1116	67,90	0,25	8,70	2,65	2,30	0,24	4,00	2,80	2,70	1,10	0,48	6,28	99,40	180	51	11,0	910,11	0,128
89	1130	84,65	0,18	1,90	1,10	1,44	0,09	2,60	1,42	1,65	2,08	0,40	1,82	99,33	450	49	4,0	1306,61	0,022
90	1135	84,10	0,17	1,90	0,80	1,44	0,06	4,25	0,80	1,80	1,80	0,28	1,80	99,20	380	61	4,0	1269,95	0,023
91	1409	82,30	0,14	2,30	1,30	2,44	0,02	2,60	0,50	2,16	1,08	0,18	4,30	99,32	440	51	3,0	1296,86	0,028
92	1410	61,00	0,22	7,50	0,66	6,07	0,23	11,60	1,40	2,16	0,78	0,40	8,48	100,50	1140	440	30,0	587,81	0,123
93	1413	90,00	0,03	0,45	0,10	2,00	0,03	2,00	0,50	0,60	0,54	0,18	4,00	100,43	530	59	4,0	1459,24	0,005
94	1414	84,20	0,22	2,30	0,10	2,16	0,12	2,60	1,40	1,89	2,80	0,28	1,52	99,59	150	21	3,0	1284,05	0,027
95	1416	90,00	0,15	1,50	0,10	2,00	0,04	1,90	1,00	0,97	0,54	0,08	1,84	100,12	320	47	5,0	1414,74	0,017
96	1416/10	77,00	0,71	7,50	0,20	1,80	0,07	1,60	3,38	3,02	2,00	0,24	2,20	99,72	190	48	9,0	1109,77	0,097
97	8069	48,50	1,08	15,00	8,96	6,07	0,18	5,10	7,38	5,10	0,54	0,08	2,28	100,27	170	78	52,0	267,18	0,309
98	8079/1	48,00	0,25	5,50	1,75	5,00	0,29	25,90	4,83	0,10	0,08	0,22	7,90	99,82	1210	580	39,0	-69,30	0,115
99	8083	85,00	0,30	3,50	1,23	2,79	0,05	2,40	0,80	1,35	1,25	0,09	0,94	99,70	310	28	5,0	1276,47	0,041
100	8083/2	72,50	1,14	10,90	2,25	2,87	0,06	3,00	1,40	1,15	4,25	0,08	1,14	100,74	110	27	8,0	950,65	0,150
101	8083/17	82,00	0,18	2,30	1,00	3,95	0,04	0,60	2,00	0,20	2,50	1,05	3,58	99,40	580	76	4,0	1284,73	0,028
102	8083/31	65,60	0,91	15,75	2,86	3,59	0,08	3,00	0,60	1,35	3,75	0,18	1,90	99,57	120	47	14,0	803,54	0,240
103	8084/1	74,80	0,25	10,00	0,62	3,59	0,21	2,00	2,20	3,82	0,75	0,16	1,40	99,80	200	48	13,0	1021,04	0,134
104	8084/4	75,00	0,36	7,50	1,20	4,67	1,39	0,40	4,26	1,82	0,50	0,20	3,44	100,74	270	60	22,0	1045,08	0,100
105	8084/11	85,00	0,20	4,40	0,80	2,00	0,20	2,20	1,14	0,50	1,25	0,08	1,78	99,55	360	45	5,0	1293,23	0,052
106	8084/12	75,70	0,25	4,99	2,10	2,16	0,12	1,20	1,90	6,75	2,00	0,18	2,48	99,83	250	45	7,0	1134,71	0,066
107	8084/13	58,60	0,90	9,30	1,70	6,17	0,63	4,80	7,38	1,08	1,00	0,16	8,42	100,14	460	210	36,0	585,92	0,159
108	8084/14	61,10	1,20	12,60	1,80	5,64	0,42	5,00	1,40	2,97	2,05	0,28	5,16	99,62	350	140	24,0	693,49	0,206
109	8084/15	64,00	0,91	10,80	1,40	5,00	0,33	4,60	5,11	1,84	1,25	0,26	4,76	100,26	190	40	15,0	708,04	0,169
110	8084/22	49,50	1,65	16,25	3,00	9,55	0,36	7,40	3,70	2,50	2,08	0,18	3,90	100,07	320	80	38,0	274,23	0,328
111	2545	87,50	0,09	0,50	5,60	—	0,04	0,80	0,80	0,12	0,27	0,21	3,82	99,75	4470	220	5,8	1441,46	0,006
112	2550	76,00	0,75	7,70	2,23	0,71	0,05	2,20	3,97	0,27	2,08	0,13	4,00	100,09	91	45	12,0	1083,02	0,101
113	2544/1	91,20	0,06	0,50	3,00	—	0,15	1,60	0,50	0,12	0,50	0,01	2,26	99,90	3310	155	12,0	1481,15	0,005

Примечания: 1–11 — акбикская; 12–78 — кайраклинская (12–51 — нижняя, 52–60 — средняя, 61–78 — верхняя подсвиты); 79–110 — карамалинская; 111–113 — юматузинская свиты. Прочерк — элемент не обнаружен.

Таблица 3.12
Содержания $C_{\text{орг}}$ в кремнисто-углеродистых образованиях Зилаирской площади

№№ обр.	$C_{\text{орг}}$	$C_{\text{общ}}$	CO_2
сак-98-145	2,81	2,83	< 0,1
сак-98-153	2,00	2,01	< 0,1
сак-98-155	2,27	2,29	< 0,1
2513	2,74	—	—
2531	2,80	—	—
2510	2,67	—	—
2567/180	3,22	—	—
2517	2,53	—	—

Примечание: прочерк — элемент не определялся.

Алюмокремниевый модуль ($AM = Al_2O_3/SiO_2$). Абсолютное большинство анализов показывает, что углеродистые отложения Зилаирской площади относятся к гипоглинозёмистым породам. Наиболее информативным является отношение гидролизатного и алюмокремниевого модулей (см. рис. 3.8).

Максимальное отклонение от линии тренда наблюдается для точек составов отложений восточной части Уралтауского мегантиклинория, что говорит об увеличении доли вулканического материала в общем объёме примесей с запада на восток.

При анализе изменений значений параметров S и AM (см. табл. 3.11) отчётливо видно, что количес-

тво терригенного материала, поступающего в бассейн седиментации, было разным. Так, наибольшее его количество фиксируется в осадках средней подсвиты кайраклинской свиты, для неё характерны минимальные значения параметра S и максимальные — параметра AM , а также наибольшие значения параметра C (среднее 3,0). Все эти факторы, в совокупности с геологическими данными (наличие редких линз известняков в разрезе), позволяют говорить об относительной мелководности бассейна в этот период.

Наименьшее количество терригенного материала характерно для отложений верхней подсвиты кайраклинской свиты. Здесь (точки наблюдения 2549, 2512, 2502) отчётливо фиксируется поле с высокими значениями параметра S и минимальными AM и C (среднее 1,64), что говорит о наибольшей глубоководности бассейна в это время.

Тройная петрохимическая диаграмма Н.П. Семеновко [Семеновко и др., 1956]. Вынесенные на неё фигуративные точки кремнисто-углеродистых сланцев Зилаирской площади показывают, что соотношение основных петрогенных окислов терригенной примеси в подавляющем большинстве соответствует основным и ультраосновным породам (рис. 3.9).

Распределение редкоземельных элементов. При изучении РЗЭ для большей наглядности рассматривают не абсолютные значения, а нормированные к “стандартным” породам или хондритовому метеоритному веществу.

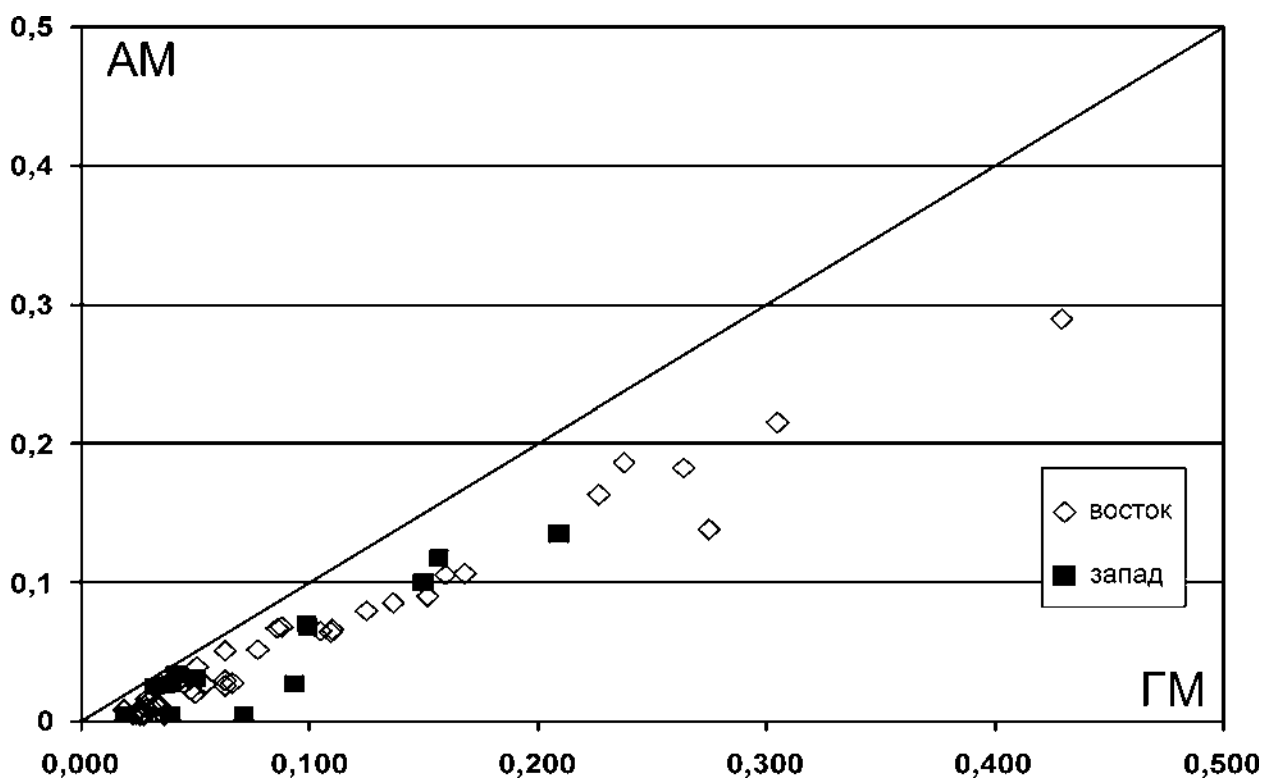


Рис. 3.8. Диаграмма соотношения гидролизатного и алюмокремниевого модулей для кремнисто-углеродистых отложений Зилаирской площади

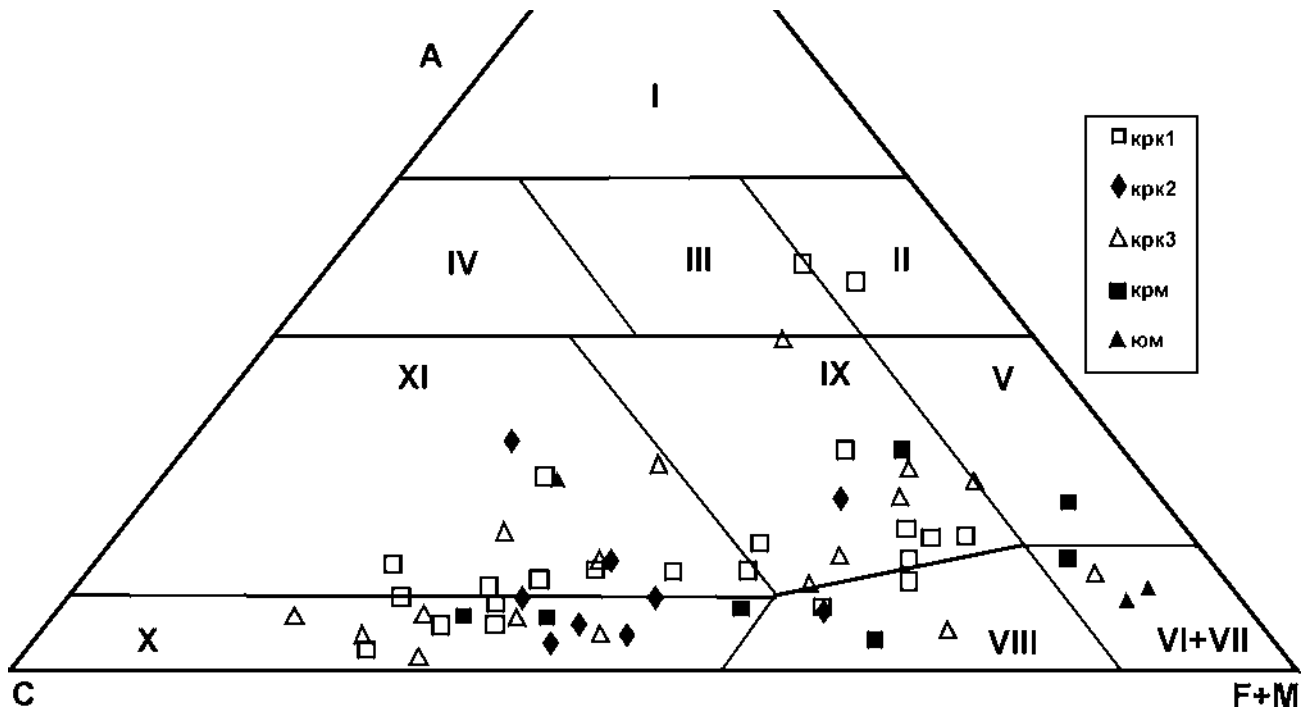


Рис. 3.9. Разделение кремнисто-углеродистых сланцев на петрохимической диаграмме Н.П. Семененко [Семененко и др., 1956]

Поля: I — подгруппы собственно алюмосиликатных пород, II — подгруппы железисто-магнезиально-алюмосиликатных пород, III — подгруппы щёлочноземельно-алюмосиликатных пород орторяда, IV — подгруппы известково-алюмосиликатных пород, V — группы глинозёмисто-магнезиально-железисто-кремнистых пород, VI — группы железисто-кремнистых пород, VII — группы магнезиальных ультраосновных пород орторяда, VIII — группы щёлочноземельно-малоглинозёмистых ультраосновных пород орторяда, IX — группы щёлочноземельно-глинозёмистых основных пород орторяда, X — известково-карбонатной подгруппы щёлочноземельно-известкового ряда, XI — глинозёмисто-известковистой подгруппы щёлочноземельно-известкового ряда. Обозначения свит и подсвит см. на рис. 3.7

Использование нормирования к хондриту (табл. 3.13) позволило выявить некоторую закономерность в содержаниях РЗЭ (в работе при нормировании к хондриту использовались данные Н. Wakita et al. [1971]). Для кремнисто-углеродистых сланцев свойственен однотипный характер нормированных кривых — преимущественное накопление лёгких лантаноидов по отношению к тяжёлым и отчётливый европейский минимум (рис. 3.10), а также устойчивая корреляция лёгких редкоземельных элементов (отношение La:Ce:Nd составляет 1:2:1) (табл. 3.14).

Уран. Содержания урана, основанные на обработке более 8400 анализов, укладываются в следующие границы [Юдович и др., 1990₂] (г/т): 4–25 — геохимический фон, 25–40 — аномалии, 40–55 — сильные аномалии, более 55 — резкие аномалии (рудогенные).

Содержания урана в углеродистых сланцах Зилаирской площади согласуются с геохимическим фоном (см. табл. 3.14). Высокое значение урана, при нормировании к осадочным породам (глинам и сланцам) [Виноградов, 1962], связано с повышенными содержаниями органического углерода, который является геохимическим осадителем его из морской воды.

Таблица 3.13

Значения редкоземельных элементов в стандартных образцах

Элемент	Средний европейский сланец	Хондритовое метеоритное вещество		
	M. Haskin, L. Haskin, 1966	Wakita et al., 1971	Sun, 1982	Boynnton, 1984
La	41,1	0,34	0,329	0,31
Ce	81,3	0,91	0,865	0,808
Pr	10,4	0,121	0,13	0,122
Nd	40,1	0,64	0,63	0,6
Sm	7,3	0,195	0,203	0,195
Eu	1,52	0,073	0,077	0,073
Gd	6,03	0,26	0,276	0,259
Tb	1,05	0,047	0,498	0,047
Dy	—	0,3	0,343	0,322
Ho	1,2	0,078	0,077	0,072
Er	3,55	0,02	0,225	0,21
Tm	0,56	0,032	0,035	0,032
Yb	3,29	0,22	0,22	0,209
Lu	0,58	0,034	0,033	0,032

Примечание: прочерк — отсутствуют данные.

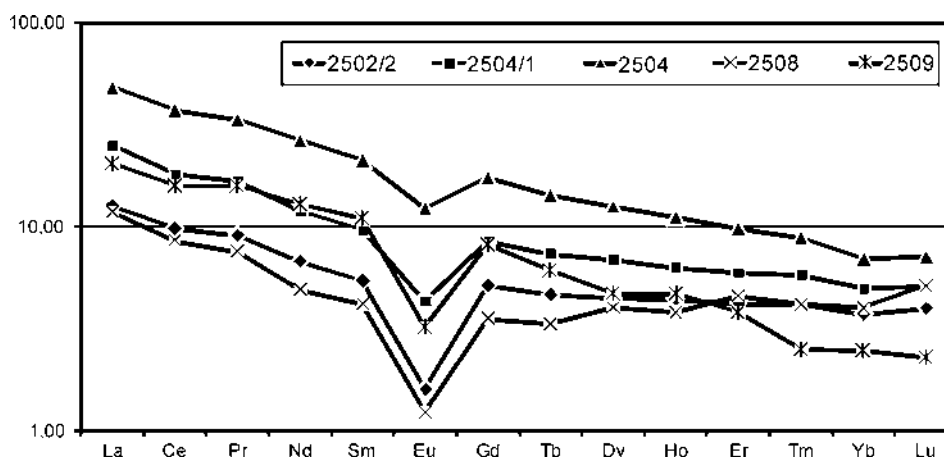


Рис. 3.10. Характер распределения редкоземельных элементов, нормированных к хондриту, для кремнисто-углеродистых сланцев Зилаирской площади

Таблица 3.14

Содержания редкоземельных и малых элементов в углеродистых сланцах Зилаирской площади

№ образца	2502/2	2504/1	2504	2508	2509
La, ppm	4,3	8,52	16,4	4,02	6,9
Ce, ppm	9,12	16,9	34,7	7,96	14,7
Pr*, ppm	1,09	2,01	4,02	0,91	1,9
Nd, ppm	4,4	7,77	17,2	3,2	8,4
Sm, ppm	1,2	2,12	4,65	0,92	2,4
Eu, ppm	0,13	0,35	1	0,1	0,26
Gd*, ppm	1,6	2,62	5,4	1,1	2,51
Tb, ppm	0,25	0,4	0,77	0,18	0,33
Dy*, ppm	1,52	2,35	4,3	1,37	1,6
Ho*, ppm	0,35	0,5	0,88	0,3	0,37
Er*, ppm	0,98	1,39	2,29	1,07	0,89
Tm*, ppm	0,15	0,21	0,32	0,15	0,09
Yb, ppm	0,85	1,14	1,59	0,91	0,56
Lu, ppm	0,14	0,18	0,25	0,18	0,08
Na, %	0,06	0,19	0,78	0,19	0,27
Rb, ppm	14,7	48,4	68,5	28,6	47,1
Cs, ppm	0,34	2,48	6,54	1,06	3,94
Ca, %	0,53	1,96	1,34	1,07	1,94
Sr, ppm	84	435	195	98	378
Ba, ppm	680	320	395	504	407
Sc, ppm	1,11	3,53	10,4	0,9	2,76
Cr, ppm	28,8	45,9	73	30,6	50,3
Fe, %	0,91	1,59	1,65	1,07	1,62
Co, ppm	2,27	0,46	0,57	3,2	1,17
Ni, ppm	90	230	300	126	308
Zn, ppm	200	90	30	162	101
Se, ppm	2,3	2,3	3,4	1,6	1,9
As, ppm	1,54	9,35	22,7	3,4	10,6
Sb, ppm	0,37	0,1	0,66	0,22	0,51
Th, ppm	2,64	3,53	10,2	3,19	6,16
U, ppm	1,17	7,65	10,4	3,4	7,8
Br, ppm	0,006	0,014	0,06	0,011	0,014
Hf, ppm	1,07	1,41	3,31	1,26	2,3
Ta, ppm	1,67	0,14	1,02	1,17	0,67
Zr, ppm	58	—	20	59	28
Au, ppm	0,031	0,012	—	0,04	0,01

Элементы-примеси. Нормирование углеродистых отложений Зилаирской площади к осадочным породам (глинам и сланцам) [Виноградов, 1962] позволяет выявить степень накопления малых элементов в углеродистых осадках (рис. 3.11).

Так, мы видим отсутствие накопления в породе типичных катионогенных литофилов (Rb, Cs, Sr, Ba), в то же время концентрации металлов и неметаллов-теофилов (Zn, Se, As) превышают околосланцевые значения, что несомненно связано с их высокими содержаниями в сульфидах. Сидерофилы группы железа (Co, Ni, Sc, Fe, Cr) имеют различные кривые распределения, однозначна корреляция хрома, железа, никеля, которые поступали в бассейн вместе с обломками пород основного состава. Катионо- и анионогенные элементы с переменной валентностью (Zr, Hf, Th, U, Ta) не накапливаются в углеродистых осадках, исключением можно считать уран.

При анализе рис. 3.12 видно, что для кремнисто-углеродистых отложений Зилаирской площади в целом не характерно накопление хрома, для основной массы анализов его концентрации соответствуют кларковым значениям (100 г/т), но небольшая группа анализов имеет просто ураганные содержания хрома (от 1240 до 4470 г/т), имеющего чёткую положительную корреляцию с надкларковыми значениями никеля. Подобное соотношение и содержания элементов чётко указывают на наличие в осадках продуктов разрушения ультраосновных пород.

3.2.3. Рудоносность углеродистых отложений

Рудоносность черносланцевых отложений Уралтауского мегантиклинория специально ранее не изучалась. Это объясняется в первую очередь слабой металлогенической её изученностью в целом — отсутствием надёжных сведений о возрасте

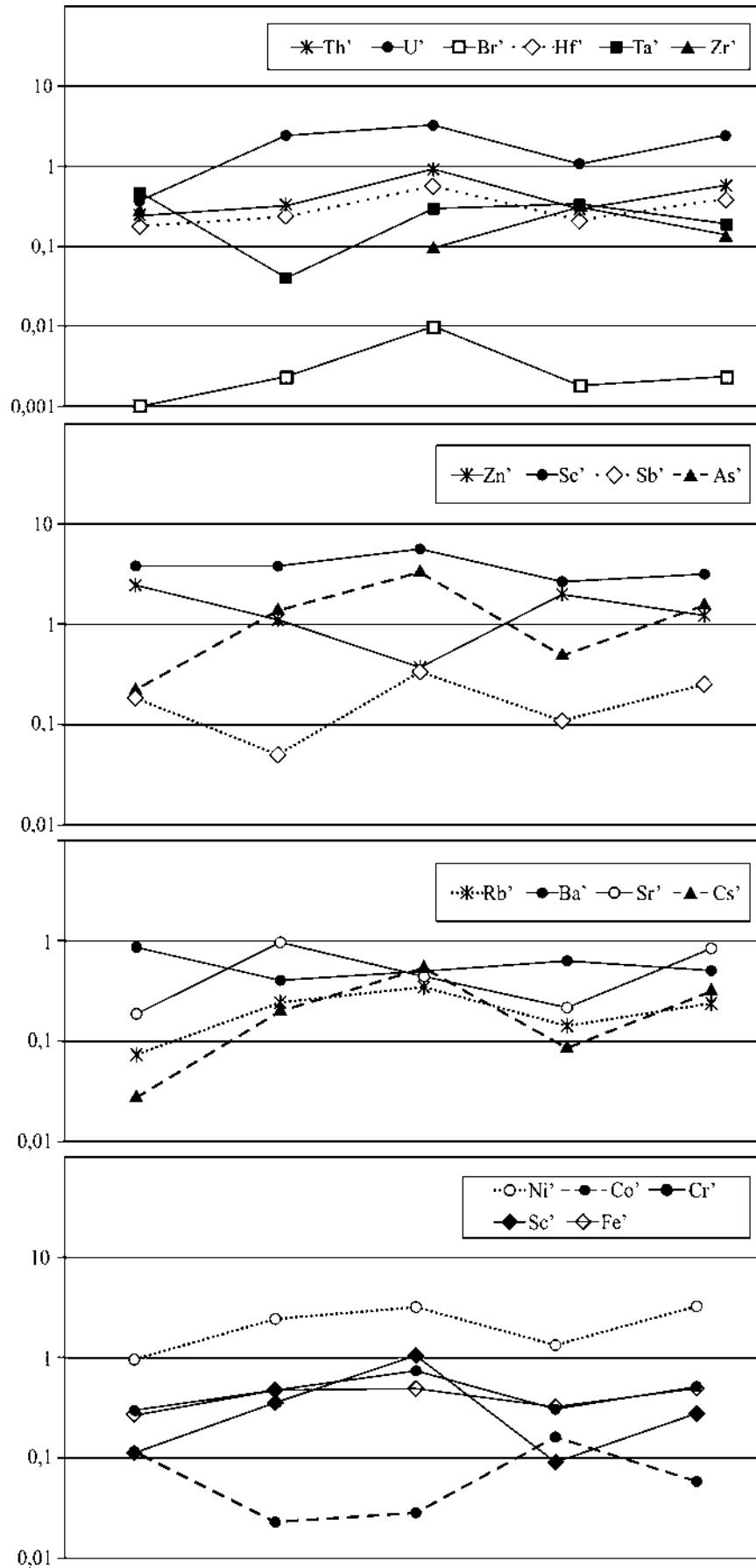


Рис. 3.11. Характер распределения углеродистых отложений Зилаирской площади нормированных к осадочным породам

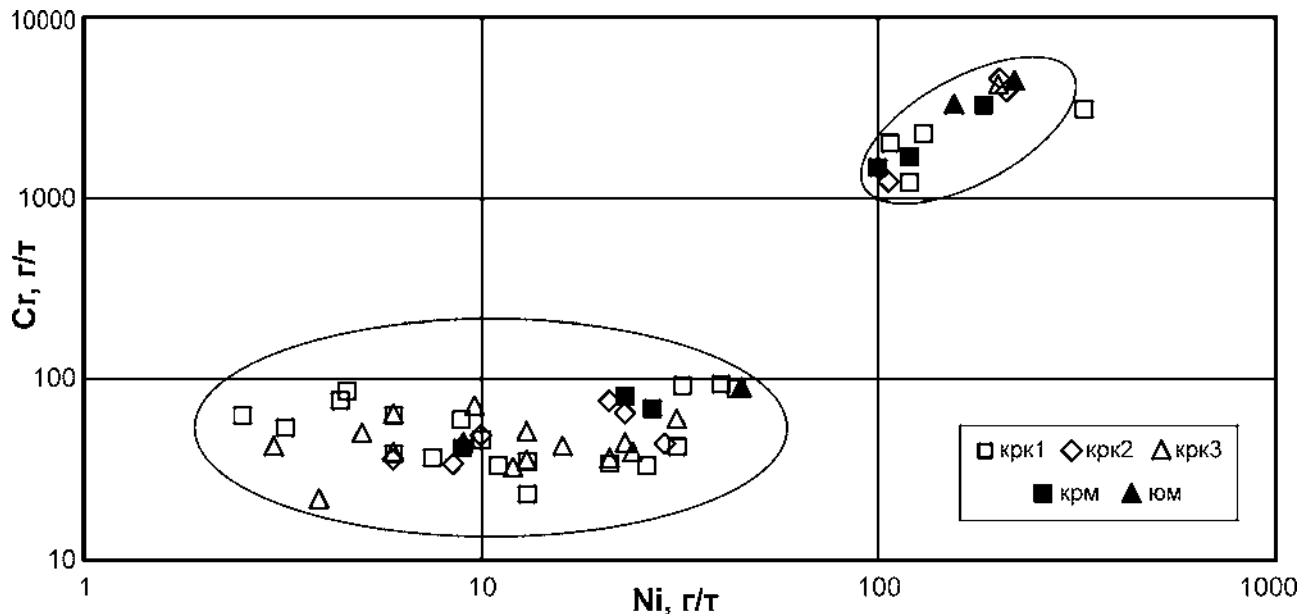


Рис. 3.12. Соотношение хрома и никеля в кремнисто-углеродистых отложениях Зилаирской площади

оруденения, его связи с глубинной структурой; о геохимической и рудной специализации осадочных и магматических образований и др.

Исходя из общего строения структурно-вещественных комплексов и их геохимической специализации, можно допустить, что в истории развития этого региона было как минимум два крупных металлогенических этапа.

Для *первого из них* характерно преобладание седиментационных процессов при подчинённой роли магматизма. В углеродистых осадках этого этапа накапливались в надкларковых количествах ванадий, фосфор, золото, вольфрам и молибден, образуя обогащённые стратифицированные минеральные зоны, локализованные на различных уровнях разреза максютовского комплекса [Рыкус и др., 2002].

Ванадий, фосфор. Типичными примерами раннего седиментационного этапа накопления рудных компонентов в углеродистых отложениях Уралтау могут служить ванадиеносные и фосфатоносные черносланцевые образования максютовского комплекса.

По данным А.А. Алексева [1978], в графитистых кварцитах и графито-кварцевых сланцах кайраклинской и карамалинской свит концентрации ванадия составляют от 800 до 5000 г/т (табл. 3.15). При кларке ванадия в чёрных сланцах около 200 г/т [Юдович, Кетрис, 1994] такие содержания можно отнести к резко аномальным или рудогенным. Примечательно, что аномальное обогащение ванадием графитистых пород носит выдержанный характер. Это позволило выделить в максютовском комплексе ванадиеносную графито-кварцито-сланцевую формацию [Алексеев, 1978]. Автором отмечается прямая зависимость содержаний ванадия в чёрных

сланцах от концентраций в них органического вещества, что указывает на седиментационную природу этого элемента. Его реальным поставщиком в осадок, по аналогии с другими подобными объектами, могли быть твёрдые обломочные частицы терригенного или вулканогенного материала основных пород, что хорошо согласуется с наличием в максютовском комплексе горизонтов ортосланцев базитового состава. К этому необходимо добавить обогащённость ванадиеносных графитистых сланцев надкларковыми количествами молибдена, марганца, серебра, золота, которые в последующий металлогенический этап могли быть регенерированными и служить дополнительным источником металлов для объектов, связанных с тектоно-магматической активизацией региона.

В южной части зоны Уралтау, от верховьев р. Сакмары на севере до р. Губерля на юге, слюдисто-графито-кварцевые сланцы и графитистые кварциты кайраклинской и карамалинской свит содержат многочисленные фосфатопоявления с концентрациями P_2O_5 от 0,5 до 17% [Аксёнов и др., 1979]. Основным носителем фосфора — тонкодисперсные и скрытокристаллические выделения апатита в графит-слюдистой массе, а также сферические обособления апатита, первоначально представлявшие, по-видимому, кремнисто-углеродистые осадочные конкреции. Седиментационная природа фосфатных проявлений подчёркивается пластовой формой их залегания, а также стратифицированностью и выдержанностью на большой площади.

Второй этап металлогенического развития охватывал период постседиментационной активизации этого региона, сопровождавшейся заложением и подновлением разрывных нарушений, динамотермальным преобразованием углеродистых

Таблица 3.15

Результаты спектрального (1) и химического (2) анализов проб графитистых пород максютовского комплекса на V_2O_5 (%) [Алексеев, 1978]

№№ п.п.	№ пробы	Название породы и привязка	1	2
1	6198	Слюдисто-графито-кварцевый сланец, Сев. Юлук	0,07	0,15
2	6227	Графито-кварцевый сланец, Сев. Юлук	0,07	0,08
3	6278	Графито-кварцевый сланец, Южный Юлук	0,11	0,14
4	6408	Углеродисто-кварцевый сланец, Южный Юлук	0,11	0,14
5	6417	Графито-кварцевый сланец, Южный Юлук	0,11	0,15
6	6447	Графито-кварцевый сланец, Сев. Юлук	0,07	0,11
7	6474	Углеродисто-хлорито-альбитовый сланец Сев. Юлук	0,07	0,08
8	6549	Углеродисто-кварцевый сланец, Южный Юлук	0,11	0,09
9	7344	Графитистый кварцит, р. Сакмара у д. Сабирово	0,14	0,11
10	7592	Графито-кварцевый сланец, руч. Кашля-Уар	0,09	0,09
11	8417	Слюдисто-графито-кварцевый сланец, р. Губерля	0,09	0,07
12	160	Графито-кварцевый сланец, руч. Карамала	0,90	0,19
13	192	Графито-кварцевый сланец, р. Сакмара	0,54	0,16
14	5574	Графито-кварцевый сланец, р. Баракал	0,18	0,13
15	6544	Слюдисто-графито-кварцевый сланец, Южный Юлук	0,18	0,12
16	147	Графито-кварцевый сланец, д. М. Юлдыбаево	0,90	0,35

Примечания: пробы 1–8, 10, 15, 16 – карамалинская свита, 9, 11–14 – кайраклинская свита. Химические анализы выполнены в хим. лаборатории Института геологии БФАН СССР З.В. Евдокимовой, спектральные – в спектральной лаборатории К.Т. Вильдановой.

пород и содержащейся в них ранней минерализации, её ремобилизацией и образованием метаморфогенного оруденения. Этому режиму соответствуют рудно-метаморфические системы, типичные для активизированных областей, включающие медное (пирит-пирротин-халькопиритовое), редкометальное и золотое оруденение.

Наиболее показательными объектами этого этапа металлогенического развития зоны Уралтау являются несколько небольших месторождений сульфидных руд, объединяемых в Юлукскую группу (Юлук, Гумерово). Геологическая позиция и состав оруденения этих объектов подробно изучены в результате геолого-съёмочных работ последних лет. Анализ полученных материалов позволяет нам, вслед за другими исследователями [Захарова, Захаров, 1994ф], относить Юлукскую группу месторождений к единой полиметально-пирротиновой формации.

Благородные металлы. Определения золота, серебра, платины, палладия, родия, иридия, осмия, рутения в углеродистых сланцах кайраклинской, юагузинской и карамалинской свит максютовского комплекса выполнены в ИГЕМ РАН (г. Москва, лаборатория В.В. Дистлера) химико-спектральным методом с предварительным концентрированием на органическом полимерном сорбенте “Полиоргс-4”. Нижние пределы количественных определений Os, Ru – 0,004 г/т; Au, Ag – 0,01 г/т; Pt, Pd – 0,05 г/т; Rh – 0,02 г/т; Ir – 0,002 г/т. Для проверки полученных результатов 5 проб углеродистых сланцев проанализированы нейтронно-активационным методом

только на золото (нижний предел обнаружения – 0,01 г/т). Все пробы углеродистых сланцев, приведённые в табл. 3.16, интенсивно окварцованы, сульфидизированы, тектонически проработаны.

По данным Я.Э. Юдовича, М.П. Кетрис [1994], существует два предварительных признака возможной платиноносности чёрных сланцев – аномалии по никелю и молибдену. Проведённое в АСИЦ ВИМС (рентгеноспектральный флуоресцентный метод) изучение углеродистых отложений на W и Mo (8 проб) показало наличие в них вольфрама и молибдена в пределах кларка, соответственно 1,0–1,7 и 1,1–1,4 г/т, что не позволяет надеяться на выявление в них платиноидов.

Результаты количественных определений благородных металлов в углеродистых сланцах карамалинской, юагузинской и кайраклинской свит довольно скромные (см. табл. 3.16). Все значения элементов группы платины находятся ниже предела чувствительности метода и не представляют интереса для дальнейшей интерпретации. Определённые перспективы на поисковые работы можно связывать лишь с золотом, содержания которого в проанализированных пробах находятся в основном в пределах 10–44 мг/т, т. е. аномалии и сильной аномалии. Лишь одна проба (№ 2502/1), отобранная в средней (аралбаевской) подлите кайраклинской свиты в верховьях р. Карамалы близ пос. Вознесенский, показала значение золота в 240 мг/т, что соответствует рудогенной аномалии и указывает на определённые перспективы рассматриваемых отложений на поиски в них золота.

Таблица 3.16

Результаты количественных определений благородных металлов в углеродистых сланцах карамалинской, юмагузинской и кайраклинской свит

№№ п/п	№№ обр.	Os, г/т	Ru, г/т	Au, г/т	Ag, г/т	Pt, г/т	Pd, г/т	Rh, г/т	Yr, г/т
1	2502/1	< 0,004	< 0,004	0,240	0,10	< 0,05	< 0,05	< 0,02	< 0,002
2	2515	< 0,004	< 0,004	0,044	< 0,01	< 0,05	< 0,05	< 0,02	< 0,002
3	2502/2	< 0,004	< 0,004	0,010	0,02	< 0,05	< 0,05	< 0,02	< 0,002
4	2504/1	< 0,004	< 0,004	0,016	< 0,01	< 0,05	< 0,05	< 0,02	< 0,002
5	2505	< 0,004	< 0,004	0,028	0,13	< 0,05	< 0,05	< 0,02	< 0,002
6	2506	< 0,004	< 0,004	0,016	0,20	< 0,05	< 0,05	< 0,02	< 0,002
7	2501/1	< 0,004	< 0,004	0,022	< 0,01	< 0,05	< 0,05	< 0,02	< 0,002
8	2501	< 0,004	< 0,004	0,026	0,14	< 0,05	< 0,05	< 0,02	< 0,002
9	2517/1	< 0,004	< 0,004	0,024	0,06	< 0,05	< 0,05	< 0,02	< 0,002
10	2510	< 0,004	< 0,004	0,016	< 0,01	< 0,05	< 0,05	< 0,02	< 0,002
11	2504	< 0,004	< 0,004	0,016	0,08	< 0,05	< 0,05	< 0,02	< 0,002
12	2509	< 0,004	< 0,004	0,012	0,15	< 0,05	< 0,05	< 0,02	< 0,002
13	2511	< 0,004	< 0,004	0,022	0,04	< 0,05	< 0,05	< 0,02	< 0,002
14	2516	< 0,004	< 0,004	0,032	0,10	< 0,05	< 0,05	< 0,02	0,003
15	2530	< 0,004	< 0,004	0,022	0,11	< 0,05	< 0,05	< 0,02	< 0,002

Анализ проб сульфидизированных углеродистых сланцев, отобранных на рудных объектах Юлук и Гумерово, показал довольно высокие и стабильные содержания золота в пределах 0,56–0,85 г/т, что указывает на хорошие перспективы указанных месторождений при дальнейшей их оценке на золото.

Выводы по главе. Приведённый в рассматриваемой главе фактический материал по углеродистым отложениям северной части Уралтауского мегантиклинория, касающийся суваянского комплекса и перекрывающей его бетринской свиты, позволяет сформулировать несколько выводов:

1. Черносланцевые образования уткальской свиты принадлежат кремнисто-углеродистой, а бетринской — терригенно-углеродистой формации и относятся к нормальному углеродистому типу.

2. Отложения уткальской свиты накапливались в относительно глубоководном бассейне стагнированного типа с резко восстановительной обстановкой в придонной части. Терригенно-углеродистые толщи бетринской свиты отлагались в заметно более мелководных условиях.

3. Оценка перспектив суваянского комплекса на благородные металлы ограничивается установленными к настоящему времени их положительными геохимическими аномалиями. В его разрезе выделены два возрастных уровня углеродисто-сульфидных толщ с различной геохимической специализацией в ранге площадных рудных аномалий: уткальский (Au, Ag) и бетринский (Au, Ag, Pt, Pd, W, Mo).

4. Высокая продуктивность черносланцевых толщ прогнозируется на участках их пересечения крупными долгоживущими разрывными нарушениями, контролировавшими пути миграции, перераспределение и мобилизацию рудного вещества с возможным образованием гидротермально-осадоч-

ного и гидротермально-метасоматического оруденения. Поэтому поисковые работы на таких участках следует ориентировать одновременно на обнаружение как стратиформных, так и секущих рудных тел золото (платино)-сульфидного и золото-кварцевого генетических типов. Там же, где углеродисто-сульфидные толщи пространственно ассоциируют с магматическими породами, наследующими зоны глубинных разломов, с ними связана сульфидно-кварцево-жильная минерализация с повышенными содержаниями палладия, вольфрама и молибдена. Новоусмановская площадь в этом отношении представляет собой наиболее перспективный объект для дальнейших поисковых и оценочных работ.

Изучение углеродистых отложений южной части Уралтауского мегантиклинория показало:

1. Черносланцевые отложения максютовского комплекса относятся к низкоуглеродистому типу и попадают в поля кремнисто-углеродистой и терригенно-углеродистой формации, что говорит о выдержанности их химического состава на всей рассматриваемой территории.

2. Палеогеографические условия накопления углеродистых отложений в пределах рассматриваемой площади были неоднородными. Наибольшее количество терригенной и вулканогенной примеси отмечается в составе отложений средней подсвиты кайраклинской свиты, что в совокупности с повышенной карбонатностью и присутствием в разрезе известняков свидетельствует о мелководных условиях их образования и близости береговой линии. Наибольшей химической чистотой и относительной глубоководностью характеризуются отложения верхней подсвиты кайраклинской свиты.

3. Соотношение основных петрогенных окислов терригенной примеси в подавляющем боль-

шинстве соответствует основным и ультраосновным породам, что согласуется с аномальными содержаниями хрома в отложениях. Судя по значениям петрохимических параметров, привнос терригенного материала происходил с юго-востока.

4. Рудоносность углеродистой формации определялась двумя металлогеническими этапами. Для первого из них характерно преобладание се-

диментационных процессов при подчинённой роли магматизма. Второй этап охватывал период пост-седиментационной активизации региона, сопровождающийся заложением и подновлением разрывных нарушений, динамотермальным преобразованием углеродистых пород и содержащейся в них минерализации, её ремобилизацией и образованием метаморфогенного оруденения.

ГЛАВА 4. МАГНИТОГОРСКИЙ МЕГАСИНКЛИНОРИЙ

4.1. Восточный фланг мегасинклинория

4.1.1. Арамильско-Сухтелинский синклинорий

4.1.1.1 Геологическое положение углеродистых отложений

Арамильско-Сухтелинский синклинорий располагается между Магнитогорским мегасинклинорием и Восточно-Уральским поднятием. Ранее нами было показано [Сначёв и др., 2006], что рассматриваемая структурно-формационная зона в ордовикско-силурийское время являлась восточным флангом Магнитогорской, совместно образуя единую океаническую впадину. На коллизионном этапе она была шарьирована в восточном направлении на западный край Восточно-Уральского микроконтинента (рис. 4.1).

Начало планомерным геолого-съёмочным работам в пределах Арамильско-Сухтелинского синклинория было положено в 30–50 гг. прошлого столетия Г.А. Мирлиным, Н.Ф. Мамаевым, Н.С. Симбирцевым. Следующий этап в его изучении приходится на 60–80 гг. и связан с именем В.Ф. Турбанова, который заложил основы стратиграфии и тектоники. Современные представления о геологическом строении Арамильско-Сухтелинского синклинория сложились в результате последних геолого-съёмочных работ в пределах листов: Миасского — N-41-VII [Петров и др., 2002ф], Пластовского — N-41-III [Моисеев и др., 2002ф] и Чесменского — N-41-IX [Тевелев и др., 2000ф]. В строении территории выделены: нижнесаитовская (RF_1, ns), верхнесаитовская (RF_2, vs), шеметовская (O_2, sm), булатовская (S_1-D_1, bl), кулуевская (D_{1-2}, kv), аджатаровская D_2, ad , сухтелинская (D_{2-3}, sh), краснокаменная (D_3, kr), биргильдинская (C_1, br) толщи (рис. 4.2, 4.3).

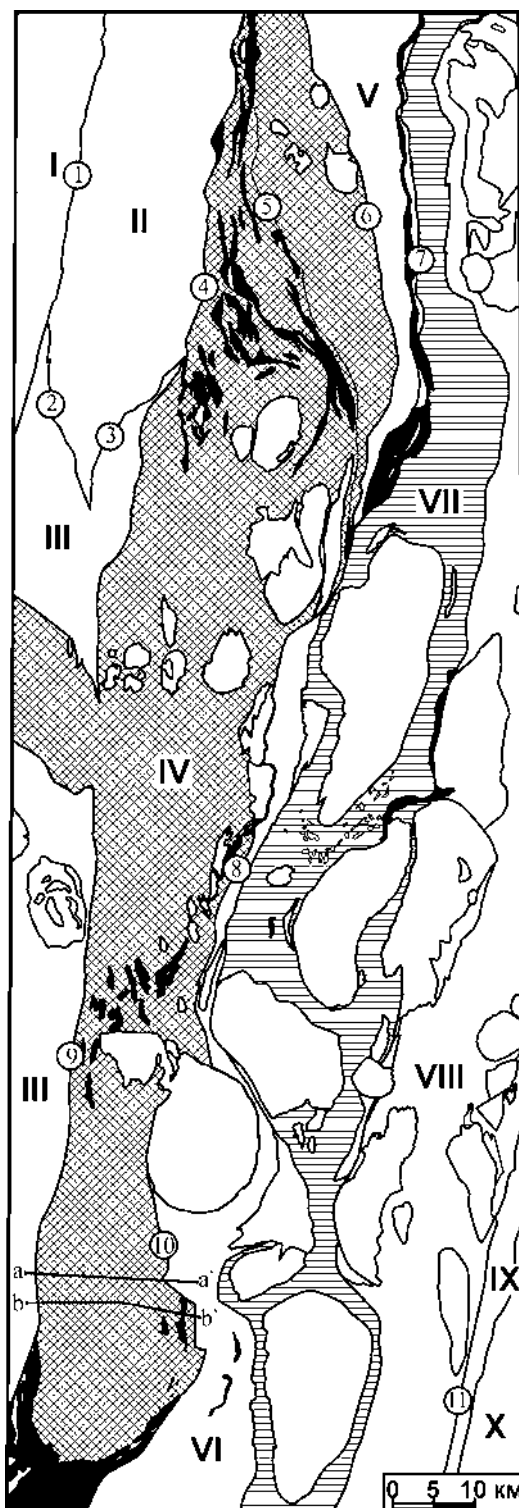
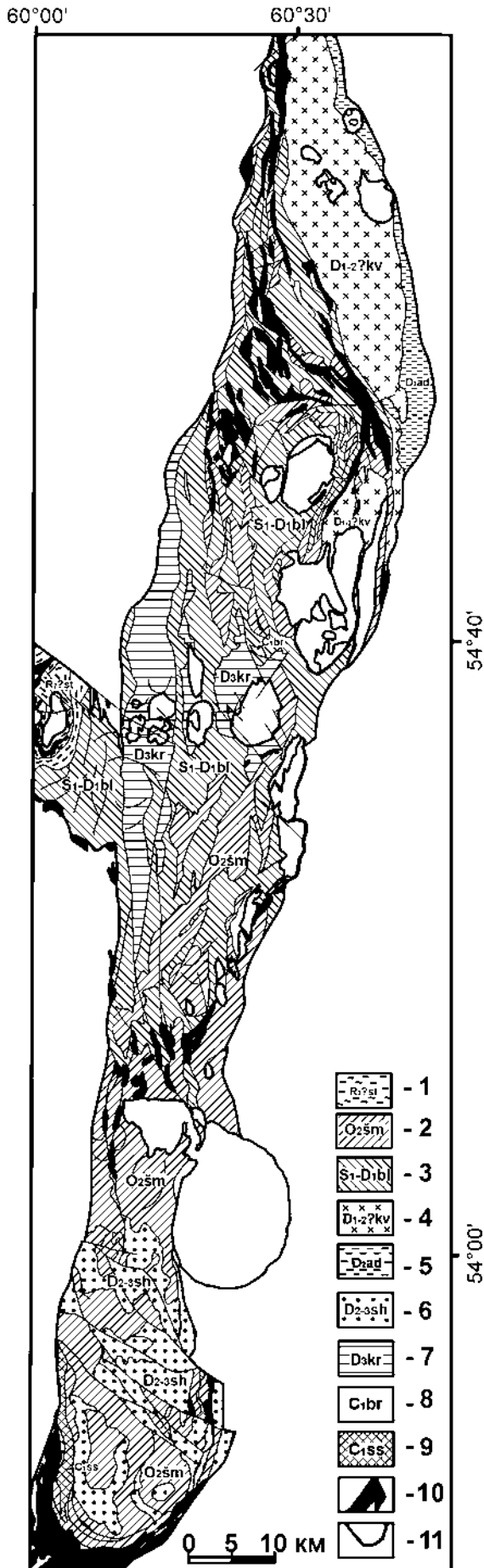


Рис. 4.1. Схема тектонического районирования. Составлена по материалам: В.И. Петрова и др., [2002ф], А.В. Моисеева и др., [2002ф], А.В. Тевелева и др., [2002ф], с изменениями авторов

Условные обозначения. Римскими цифрами на схеме показаны зоны: I — Вознесенско-Присакмарская, II — Сысертско-Ильменогорская, III — Уйско-Новооренбургская, IV — Арамильско-Сухтелинская, V — Касаргино-Рефтинская; VI–VIII — Кочкаро-Адамовская: VI — западная подзона, VII — центральная подзона, VIII — восточная подзона; IX — Копейская, X — Зауральская. Арабскими цифрами показаны разломы: 1 — Миасский, 2 — Бикилярский, 3 — Кундравинский, 4 — Байрамгуловский, 5 — Травниковский, 6 — Аргаяшский, 7 — Казбаевский, 8 — Муранкинский, 9 — Петропавловский, 10 — Натальинский, 11 — Новомирский



Так как в данной работе речь идёт об углеродистых отложениях, подробно рассмотрим только булатовскую толщу. Впервые толща углеродисто-кремнистых сланцев выделена Г.А. Мирлиным [1935ф] при проведении геологосъёмочных работ масштаба 1:100 000 на площади листа N-41-37-Г. Название своё она получила по д. Булатово, где была детально описана и фаунистически охарактеризована [Плюснин и др., 1965].

Картируется толща в виде полос субмеридионального простирания, ограниченных разломами, параллельными основным тектоническим нарушениям или радиальными и дуговыми разломами вблизи палеовулканов. Местами границы подчёркнуты телами серпентинитов [Моисеев и др., 2002ф] (см. рис. 4.2). Толща однородна по составу и сложена так называемыми фтанитами: углеродисто-кремнистыми, углеродисто-глинисто-кремнистыми и кремнистыми сланцами (см. рис. 4.3). Более редки филлитовидные углеродисто-глинистые сланцы и кварцито-сланцы. В низах толщи встречаются редкие прослои туфоалевролитов [Турбанов, 1988ф]. Чёрные сланцы булатовской толщи, в силу своей хорошей устойчивости к выветриванию, слагают положительные формы рельефа — гряды, крупные увалы. Они образуют обширные развалы и высыпки, коренные выходы располагаются, как правило, по вершинам гряд.

В составе сланцев преобладает кварц (90–95%), углеродистое (графитистое) вещество составляет от 1 до 5%, в незначительных количествах присутствуют серицит и биотит. Зёрна кварца величиной от 0,001 до 0,08 мм обычно изометричные, с неровными краями. Углеродистое вещество образует равномерную пылевидно-точечную вкрапленность, часто настолько густую, что она делает породу совершенно непрозрачной. Серицит либо равномерно распределён по породе, либо локализуется в виде тонких слойков. Чешуйки его своей ориентированностью подчёркивают сланцеватость. Довольно часто в сланцах отмечаются реликты радиоларий, имеющие овальную форму.

Рис. 4.2. Схематическая геологическая карта стратифицированных отложений Арамильско-Сухтелинского синклиория. Составлена по материалам: В.И. Петрова и др. [2002ф], А.В. Моисеева и др. [2002ф], А.В. Тевелева и др. [2002ф], с изменениями авторов

Условные обозначения: 1 — сайтовская толща: кварциты гранатовые, мусковитовые, графитистые, гранат-биотитовые амфиболиты, амфибол-биотитовые плагиосланцы; 2 — шеметовская толща: базальты, гиалокластитовые брекчии, алевролиты, прослои кремнистых алевролитов; 3 — булатовская толща: углеродистые сланцы и алевролиты; 4 — кулевская толща: базальты, андезибазальты и их туфы, туфопесчаники, углеродистые сланцы, яшмоиды; 5 — аджатаровская толща: базальты, андезибазальты, андезиты, дациты, их туфы, лавобрекчии; 6 — сухтелинская толща: алевропесчаники с прослоями углеродистых, углеродисто-глинистых сланцев, редкогалечные конгломераты, туфы андезитов, базальтов; 7 — краснокаменная толща: афировые и порфиоровые базальты, трахибазальты и их туфы, вулканомиктовые песчаники и алевролиты; 8 — биргильдинская толща: известняки, мраморы, прослои песчаников, алевролитов; 9 — сосновская толща: глинистые, углеродисто-глинистые сланцы, конгломераты с галькой песчаников, известняков; 10 — гипербазитовые массивы; 11 — контуры гранитоидных массивов в пределах рассматриваемой зоны

Они замещены более крупнозернистым по сравнению с основной тканью кварцем. Если сохраняется углеродистое вещество, то своим расположением оно подчёркивает концентрическое строение радиолярий.

В результате перекристаллизации происходит увеличение размера зёрен кварца (до 0,01–0,02 мм) и выгорает углеродистое вещество. При этом сланцы осветляются и приобретают пятнистые и полосчатые текстуры.

Углеродисто-кремнистые сланцы обычно содержат вкрапленность пирита, пирротина, магнетита. Акцессорные минералы редки и представлены рутилом, сфеном, апатитом, цирконом, редко турмалином. Для сланцев в районе дд. Н. Кумляк, Половинки, Никольское характерно наличие обломков и линз фосфоритов.

Хорошо изучена нижняя граница булатовской толщи в 4-х км юго-западнее д. Большаково [Турбанов и др., 1969ф]. Углеродисто-кремнистые сланцы булатовской толщи согласно, с переслаиванием, залегают на вулканогенно-осадочном разрезе шеметовской толщи. В зоне контакта снизу вверх вскрыты (рис. 4.4):

1. Туфоалевролиты — 40 м.
2. Туфоалевролиты и туфопесчаники с прослоями сланцев углеродисто-кремнистых и углеродисто-глинисто-кремнистых — 64 м.
3. Сланцы углеродисто-кремнистые и углеродисто-глинисто-кремнистые с двумя маломощными прослоями туфоалевролитов — 90 м.
4. Туфоалевролиты, углистые туфоалевролиты — 15 м.
5. Сланцы углеродисто-кремнистые — 40 м.

Нижняя граница булатовской толщи проводится по подошве 90-метрового слоя углеродисто-кремнистых сланцев.

Характерными особенностями всех разрезов являются: 1) наличие в верхних частях разреза шеметовской толщи прослоев углеродисто-кремнистых сланцев, аналогичных отложениям булатовской толщи; 2) постепенное возрастание их мощности вверх по разрезу; 3) отсутствие следов размыва и углового несогласия. Граница между толщами проводится по кровле последнего прослоя вулканогенно-осадочных пород.

Согласно последним геолого-съёмочным исследованиям [Моисеев и др., 2002ф; Петров и др., 2002ф], верхняя граница булатовской толщи тектоническая.

Мощность булатовской толщи достигает 800–900 м. Возраст её определён на основании находок К.П. Плюсниным и др. [1965] фауны граптолитов у д. Булатово, где определены: *Stomatograptus grandis* (Suess.), *Pristiograptus* sp. indet., *Monograptus* ex gr. *pridon* (Bronn.), *Monoclimacis linnarsoni* (Tullberg), *M. aff. vomerina* (Nicholson), *M. crenulata* (Torqv.), *Spirograptus spiralis* (Gienits), *Oktavites spiralis* (Gienits), которые, по заключению Т.Н. Корень, определяющей эти формы, позволяют датировать толщу как поздний лландовери на границе с венлоком.

Позднелландоверийский возраст дали и определения Б.М. Садрисламовым радиолярий близ д. Н. Кумляк: *Paleospirema* cf. *krutoroshensis*, *Paleospirema* aff. *jarensis*, *Paleospirema* aff. *pictus*, *Hexentactinia* sp. indet., *Palyentactinia* sp. ind.; д. Маскайка: *Spiromma* aff. *abischevensis* sp., *Entachtinia agresta* sp., *Rhodospongia* aff. *diviana*, *Spiromma krutoroshensis* sp., *Hexentactinomma* sp. ind. — средний — поздний лландовери.

В другом блоке сланцев, к западу от пос. Мирный, найдены конодонты *Ozarkodina* aff. *ziegleri* Wall. и др., характерные для позднего силура [Пучков, Иванов, 1989].

Кроме того, в районе с. Травниковское известна находка споропыльцевого комплекса, включающего: *Trachytriletes minutissimus* Naum., *Tr. crassus* Naum., возраст которых ранее определялся как кембрий — силура [Мамаев и др., 1953ф, 1954ф], а в настоящее время первый вид включён в комплекс остатков нижнего девона.

Таким образом, по имеющимся органическим остаткам возраст булатовской толщи охватывает интервал от раннего силура до раннего девона.

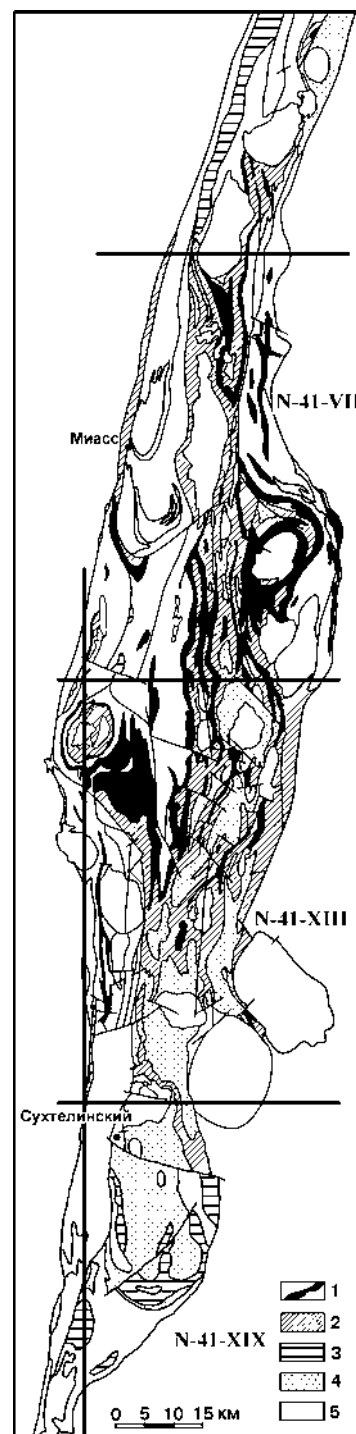


Рис. 4.3. Схема распространения фтанит-базальтовой ассоциации в южной части Арамилско-Сухтелинского синклиория и Ильменогорско-Сысертского мегантиклинория [Турбанов, 1988ф], с упрощениями

Условные обозначения. 1 — толща фтанитов: содержание фтанитов 85–95%, 2 — слоистая толща: содержание фтанитов 10–30%, 3 — толща фтанитов и слоистая толща нерасчленённые, 4 — толща базальтов, 5 — прочие стратиграфические образования и интрузивные массивы

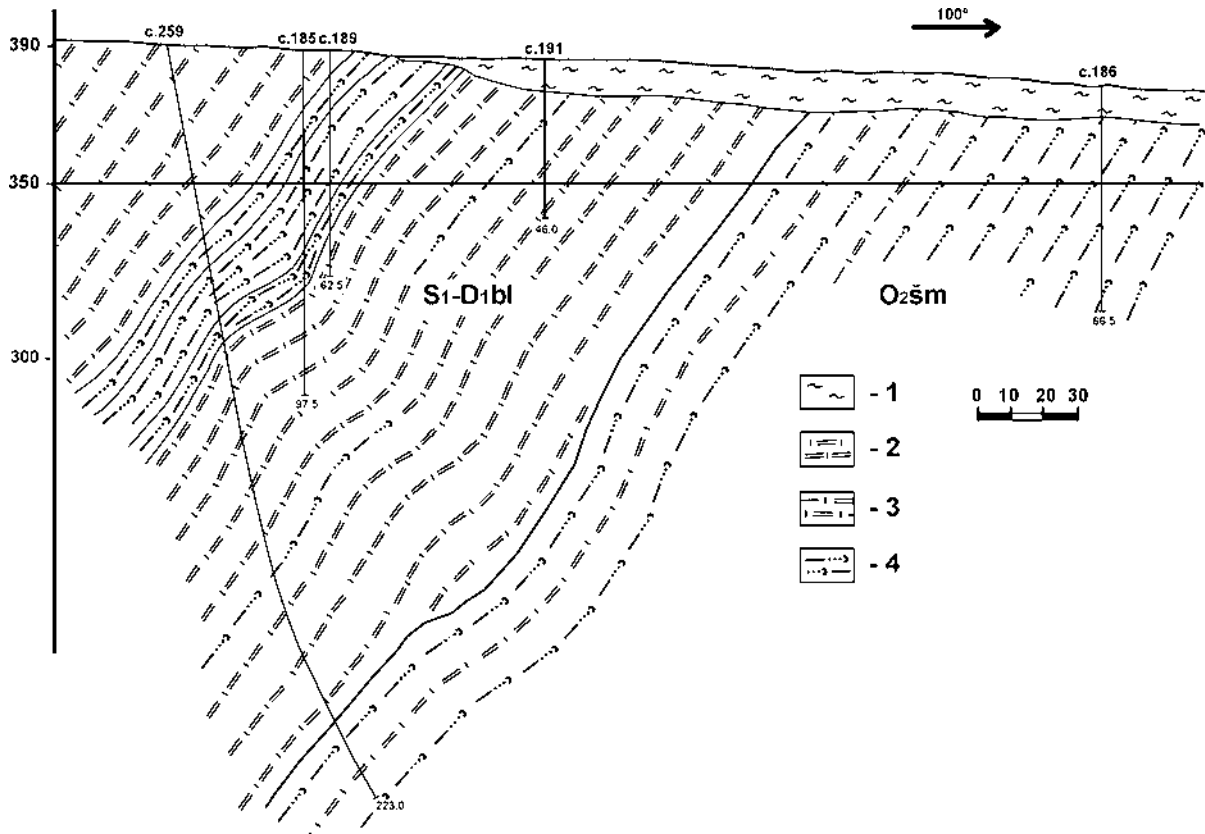


Рис. 4.4. Нижняя граница булатовской толщи (S_1-D_1bl). Разрез в 4-х км юго-западнее д. Большаково [Турбанов и др., 1969ф], с упрощениями

Условные обозначения: 1 — покровные отложения, 2 — углеродисто-кремнистые сланцы, 3 — углеродисто-глинистые сланцы, 4 — туфопесчаники

4.1.1.2. Петрогеохимические особенности углеродистых отложений

Аналитическая база по чёрным сланцам булатовской толщи Арамильско-Сухтелинского синклинория создавалась в течение нескольких лет. Основной её объём составляют данные, полученные при совместной работе авторов с геологами ФГУПП “Челябинскгеосъёмка” в ходе последней съёмки листов N-41-VII и N-41-XII [Петров и др., 2002ф; Моисеев и др., 2002ф]. Из фондовых материалов было заимствовано 32 силикатных анализа и 7 определений $S_{орг}$ [Турбанов и др., 1969ф, 1975ф, 1988ф; Юрецкий и др., 1982ф]. Банк собственных анализов включает 81 силикатный (выполнены в ИГ УНЦ РАН, аналитик С.А. Ягудина), 55 нейтронно-активационных анализов (ГЕОХИ, ЦЛАВ, зав. лаб. Г.М. Колесов) и 27 определений $S_{орг}$ (количественный химический анализ, АСИЦ ВИМС, зав. лаб. С.В. Кордюков) (табл. 4.1–4.3).

Для удобства сопоставления между собой, образования булатовской толщи Арамильско-Сухтелинского синклинория были разделены на 15 выборок, полос и пластин, выделенных на основе особенностей геолого-тектонического строения и географического распределения (рис. 4.5).

Для определения формационной принадлежности черносланцевых отложений использовалась диаграмма А–S–C [Горбачёв, Созинов, 1985] (рис. 4.6, см. табл. 4.1). Более 95% анализов углеродистых отложений очень компактно попадают в поле кремнисто-углеродистой формации, что говорит о выдержанности их химического состава на всей рассматриваемой территории. Лишь единичные образцы попадают в поле терригенно-углеродистой формации.

Согласно диаграмме А–S–C [Горбачёв, Созинов, 1985; Турбанов, 1988ф], как было нами отмечено в предыдущей главе, чем левее располагаются точки в пределах выделенных полей формаций (в данном случае поля III — кремнисто-углеродистой формации), тем больше терригенного материала в осадках. На рис. 4.6 хорошо видно, что большинство точек, принадлежащих углеродистым отложениям Арамильско-Сухтелинского синклинория, занимают крайнее правое положение, и только несколько анализов углеродисто-глинистых и углеродисто-серицитовых сланцев расположены в левой и центральной части поля. Другим показателем загрязнённости осадков терригенной составляющей служит содержание Al_2O_3 .

Обратимся к рис. 4.5, на котором показано положение всех 15 выборок, сгруппированных из

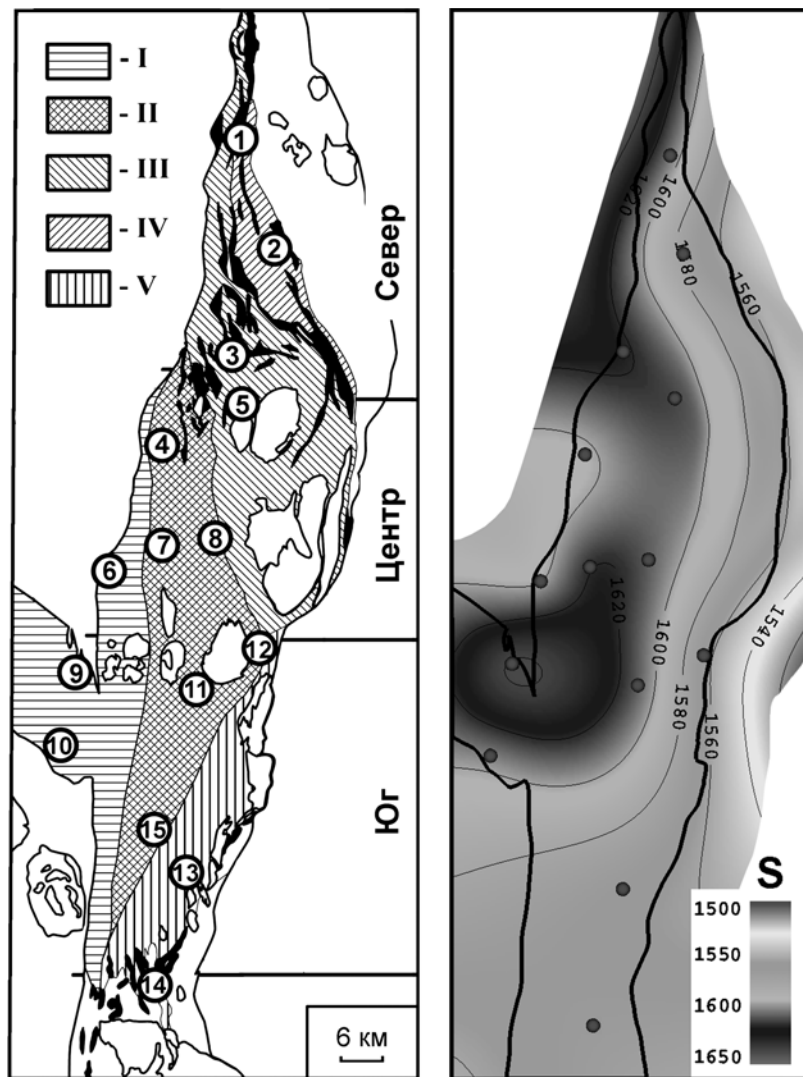


Рис. 4.5. Географическое распределение углеродистых отложений булатовской толщи

Условные обозначения. I–V — пластины, *полосы*: южная — от широты д. Гусары до пос. Восточный, центральная — от пос. Восточный до д. Травники, северная — от д. Травники до северного замыкания зоны. **Цифры в кружках** — выборки, привязанные к населённым пунктам: 1 — Куянбаево, 2 — Непряхино, 3 — Малково, 4 — Кундравы, 5 — Ступино–Мельниково, 6 — Темир, 7 — Уштаганка, 8 — Крыжановка, 9 — Никольское, 10 — бывш. Приданниково, 11 — Булатово, 12 — Восточный, 13 — Лесной, 14 — Магадеево, 15 — Токмасский

113 проанализированных проб (см. табл. 4.1). Интерес представляют не столько абсолютные значения параметров S и Al_2O_3 , сколько их изменение с востока на запад и с севера на юг, что позволит оценить долю терригенной примеси в осадках булатовской толщи по всей рассматриваемой площади. Анализ материала показывает, что отложения восточного фланга Арамилско-Сухтелинского синклиория (здесь и далее выборки перечислены с севера на юг; №№ 2, 12, 13, 14) имеют минимальные значения параметра S (1499–1527 ед.) и максимальные содержания Al_2O_3 (2,0–3,1%). В осевой (центральной, выборки №№ 1, 3, 5, 8, 11, 15) и западной (выборки №№ 4, 6, 7, 9, 10) его частях имеем соответственно: S — 1542–1588 ед. и 0,79–2,10% Al_2O_3 , а также S — 1513–1565 ед. и 1,57–3,12% Al_2O_3 , что указывает на отно-

сительную мелководность отложений восточного фланга, максимальную их глубоководность в осевой части рассматриваемой структуры и промежуточные значения глубинности для пород западного её фланга. Для корректного сопоставления параметров S и Al_2O_3 с севера на юг целесообразно сделать это отдельно по трём выделенным частям площади — восточной, центральной и западной. Идеальной картины ни по одной из них получено не было. Однако общая тенденция хорошо просматривается — к центральной части структуры доля терригенной составляющей в осадках уменьшается, т.е. глубоководность бассейна седиментации увеличивается.

Химический состав отложений кремнисто-углеродистой формации однообразен: породообразующими являются кремнезём (по 120 анализам от 85

Химические анализы отложений булатовской

№ п/п	№ образца	Выборка	Полоса	Пластина	Порода	Разновидность	Привязка
1	2	3	4	5	6	7	8
1	8	01	Север	IV	сланец	кремнисто-углеродистый	Куянбаева
2	9	01	Север	IV	сланец	кремнисто-углеродистый	Куянбаева
3	501	01	Север	IV	сланец	кремнисто-углеродистый	Куянбаева
4	503	01	Север	IV	сланец	кремнисто-углеродистый	Куянбаева
5	505	01	Север	IV	сланец	кремнисто-углеродистый	Куянбаева
6	517	01	Север	IV	сланец	кремнисто-углеродистый	Куянбаева
7	2066	01	Север	IV	сланец		Куянбаева
8	2438,2	01	Север	III	кварцит	углеродистый	В. Караси
9	2438,3	01	Север	III	сланец		оз. Б. Теренкуль
10	2441	01	Север	IV	кварцит		оз. Б. Теренкуль
11	2448	01	Север	III	сланец	углисто-кремнистый	В. Караси
12	2454	01	Север	III	сланец	углисто-кремнистый	Куйсарино
13	7357	01	Север	IV	сланец	углисто-глинисто-кремнистый	Куянбаева
14	7357,2	01	Север	IV	сланец	углисто-глинистый	Куянбаева
15	65/1	01	Север	IV	сланец	кремнисто-углеродистый	Куянбаева
16	65/2	01	Север	IV	сланец	кремнисто-углеродистый	Куянбаева
17	10	02	Север	III	сланец	кремнисто-углеродистый	Непряхино
18	11	02	Север	III	сланец	кремнисто-углеродистый	Непряхино
19	527	02	Север	III	сланец	кремнисто-углеродистый	Непряхино
20	565	02	Север	III	сланец	кремнисто-углеродистый	Непряхино
21	Ис-125/106	02	Север	III	сланец	кремнисто-углеродистый	Непряхино
22	1353	02	Север	III	сланец		Непряхино
23	М-111/265,6	02	Север	III	сланец	углисто-глинисто-кремнистый	Непряхино
24	2415	03	Север	III	сланец		Малково
25	2419	03	Север	III	сланец		Малково
26	2419,3	03	Север	III	сланец	углисто-кремнистый	Малково
27	2420	03	Север	III	сланец	углисто-глинистый	Малково
28	2424,4	03	Север	III	кварцит	углеродистый	Чебаркуль
29	2425	03	Север	III	кварцит		Чебаркуль
30	Тв-3/2	15	Север	IV	сланец	углисто-кремнистый	Щапино
31	2224	04	Центр	II	сланец	углисто-кремнистый	Кундравы
32	2226	04	Центр	II	микрокварцит		Кундравы
33	7227	04	Центр	II	сланец		Кундравы
34	7230,1	04	Центр	II	микрокварцит		Кундравы
35	2203	05	Центр	III	микрокварцит		Ступино
36	7132	05	Центр	III	микрокварцит		Ступино
37	7246,1	05	Центр	III	сланец	углеродистый	Мельниково
38	7544	05	Центр	III	сланец	углисто-кремнистый	Малково
39	Чб-3	05	Центр	III	сланец	углисто-кремнистый	Малково
40	2358	06	Центр	I	сланец	углисто-глинисто-кремнистый	Темир
41	2413,1	06	Центр	I	кварцит		Темир
42	7247,3	06	Центр	I	сланец	углисто-кремнистый	Темир
43	7247,8	06	Центр	I	микрокварцит		Темир
44	2406	07	Центр	II	сланец	углисто-глинистый	г. Крутая
45	2406,3	07	Центр	II	сланец		г. Крутая
46	2406,5	07	Центр	II	сланец	q-слюдисто-глинистый	г. Крутая
47	2408	07	Центр	II	сланец	углисто-кремнистый	г. Крутая
48	2409	07	Центр	II	кварцит		г. Крутая
49	2411	07	Центр	II	сланец	углисто-глинистый	Уштаганка
50	2412	07	Центр	II	кварцит		Уштаганка

Таблица 4.1

толщи Арамилско-Сухтелинской зоны

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	S	ппп	Сумма	S	ГМ
1	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
1	94,42	0,06	1,75	0,05	0,43	0,01	0,21	0,27	0,09	0,40	0,55	0,40	0,10	1,90	99,16	1564,30	0,024
2	96,37	0,06	1,42	0,05	0,43	0,01	0,19	0,10	0,09	0,33	0,06	0,40	0,10	0,54	99,65	1590,02	0,020
3	96,34	0,06	1,26	0,07	0,52	0,01	0,58	0,20	0,18	0,44	0,01	0,20	0,10	0,58	100,25	1573,78	0,020
4	94,65	0,08	2,55	0,07	0,44	0,01	0,39	0,20	0,08	0,40	0,01	0,20	0,10	1,58	100,46	1549,94	0,033
5	92,99	0,14	3,81	0,11	0,42	0,03	0,09	0,42	0,14	0,31	0,03	0,20	0,10	1,66	100,15	1518,88	0,048
6	94,88	0,06	0,94	0,07	0,64	0,03	0,39	0,42	0,14	0,25	0,08	0,20	0,10	1,66	99,56	1581,40	0,018
7	96,94	0,05	0,97	0,05	0,50	0,01	0,32	0,10	0,09	0,34	0,01	0,40	0,10	1,54	100,76	1596,44	0,016
8	95,24	0,04	0,86	0,02	0,40	0,01	0,02	0,72	0,08	0,24	0,54	0,66	0,10	1,14	99,29	1580,81	0,014
9	92,16	0,12	1,66	0,09	0,50	0,01	0,12	0,10	0,09	0,91	0,04	0,40	0,10	3,84	99,62	1571,03	0,026
10	96,60	0,05	0,96	0,07	0,38	0,01	0,02	0,10	0,07	0,29	0,04	0,66	0,10	1,02	99,51	1606,67	0,015
11	96,04	0,09	1,38	0,05	0,40	0,01	0,08	0,10	0,11	0,51	0,04	0,44	0,10	1,32	100,02	1591,75	0,020
12	95,30	0,04	1,20	0,05	0,60	0,02	0,04	0,10	0,09	0,45	0,02	0,66	0,10	2,72	100,49	1593,06	0,020
13	76,66	0,53	5,89	0,90	3,52	0,04	8,48	0,10	0,08	0,08	0,02	0,40	0,10	3,60	99,80	1034,01	0,14
14	78,46	0,31	4,60	0,80	2,33	0,05	5,35	1,18	0,10	0,15	0,70	0,40	0,10	4,88	98,91	1169,29	0,10
15	95,70	0,01	0,78	0,07	0,02	0,01	0,29	0,70	0,05	0,18	0,06	0,88	0,10	1,78	100,05	1583,86	0,009
16	95,32	0,02	1,05	0,10	0,54	0,01	0,39	0,20	0,06	0,31	0,03	0,22	0,10	1,98	100,01	1589,13	0,018
17	88,60	0,18	4,14	0,39	0,43	0,02	0,35	0,27	0,13	1,25	0,28	0,40	0,10	3,42	99,46	1469,50	0,058
18	90,93	0,15	3,52	0,45	0,29	0,01	0,17	0,10	0,15	1,08	0,07	0,40	0,10	2,62	99,54	1509,57	0,048
19	95,02	0,02	1,25	0,39	0,51	0,03	0,29	0,28	0,07	0,50	0,03	0,20	0,10	1,56	99,95	1575,84	0,023
20	93,73	0,08	1,98	0,15	0,51	0,01	0,29	0,42	0,08	0,63	0,08	0,22	0,10	2,12	100,08	1552,26	0,029
21	82,85	0,25	5,00	0,43	1,53	0,02	0,54	0,39	0,58	1,25	0,14	0,40	0,66	6,32	99,30	1390,24	0,09
22	87,68	0,19	4,56	0,06	0,22	0,01	0,60	0,40	0,24	1,71	0,01	0,40	0,10	4,40	100,07	1448,08	0,057
23	72,34	0,22	4,82	1,44	2,18	0,18	0,81	7,74	0,10	1,56	1,51	4,29	0,18	6,54	99,44	1016,80	0,12
24	92,72	0,14	1,75	0,10	0,43	0,01	0,10	0,10	0,10	0,89	0,06	0,40	0,10	3,76	100,08	1570,50	0,026
25	92,34	0,12	1,89	0,17	0,30	0,10	0,08	0,10	0,07	0,24	0,04	0,40	0,10	4,56	100,01	1578,07	0,027
26	97,64	0,03	0,64	0,05	0,38	0,02	0,02	0,10	0,08	0,16	0,06	0,40	0,10	0,80	99,83	1622,00	0,011
27	90,94	0,27	3,57	0,14	0,20	0,01	0,28	0,10	0,10	1,28	0,10	0,40	0,10	3,36	100,33	1507,44	0,046
28	95,94	0,07	1,32	0,02	0,38	0,02	0,08	0,10	0,08	0,44	0,02	0,40	0,10	1,50	99,90	1597,08	0,019
29	96,18	0,06	1,22	0,05	0,40	0,02	0,06	0,10	0,08	0,42	0,09	0,66	0,10	1,52	100,13	1594,75	0,018
30	95,10	0,06	0,40	1,80	—	—	0,60	0,20	0,06	0,08	0,01	—	—	1,40	99,71	1576,41	0,02
31	95,94	0,07	1,32	0,02	0,38	0,02	0,08	0,10	0,08	0,44	0,02	0,40	0,10	1,50	99,90	1597,08	0,019
32	86,78	0,27	5,16	0,20	0,50	0,01	0,30	0,14	0,53	1,58	0,04	0,40	0,10	3,86	99,36	1440,54	0,071
33	89,60	0,01	1,48	0,05	0,57	0,01	0,71	0,85	0,23	0,63	0,02	0,40	0,10	4,48	98,64	1525,78	0,024
34	93,60	0,03	0,74	0,05	0,64	0,04	0,08	0,28	0,47	0,40	0,08	0,40	0,10	2,18	98,59	1593,09	0,016
35	95,12	0,03	0,74	0,01	0,50	0,03	0,06	0,78	0,50	0,35	0,01	0,40	0,10	1,46	99,58	1582,65	0,013
36	94,02	0,04	0,98	0,12	0,64	0,01	0,09	0,09	0,45	0,37	0,01	0,55	0,10	2,18	99,00	1591,48	0,019
37	93,36	0,01	0,67	0,06	0,64	0,01	0,16	0,71	0,25	0,33	0,01	0,40	0,10	2,36	98,55	1582,96	0,015
38	94,92	0,06	0,87	0,07	0,64	0,01	0,60	0,57	0,12	0,20	0,09	0,40	0,10	1,00	99,14	1567,58	0,017
39	96,00	0,06	0,70	0,30	—	—	0,30	0,18	0,06	0,08	0,06	—	—	1,48	99,02	1615,52	0,011
40	91,72	0,12	3,03	0,36	0,35	0,01	0,40	0,42	0,27	0,93	0,20	0,40	0,10	2,40	100,20	1503,14	0,042
41	97,32	0,06	1,14	0,22	0,33	0,01	0,02	0,24	0,06	0,37	0,03	0,40	0,10	0,32	100,10	1598,18	0,018
42	90,38	0,23	3,66	0,28	0,36	0,01	0,26	0,43	0,22	1,00	0,31	0,40	0,10	1,68	98,81	1488,16	0,050
43	89,32	0,25	4,66	0,05	0,28	0,02	0,20	0,36	0,45	1,36	0,29	0,40	0,10	1,62	98,81	1462,79	0,059
44	90,36	0,25	3,94	0,60	0,61	0,04	0,60	0,35	0,13	1,79	0,39	0,40	0,10	1,94	100,99	1447,41	0,060
45	91,58	0,21	3,57	0,28	0,36	0,02	0,36	0,48	0,07	1,33	0,16	0,40	0,10	2,46	100,88	1486,60	0,048
46	95,40	0,12	2,52	0,27	0,21	0,01	0,20	0,35	0,03	0,56	0,03	0,40	0,10	1,14	100,83	1547,67	0,033
47	97,00	0,03	0,30	0,05	0,46	0,01	0,18	1,74	0,05	0,21	0,09	0,55	0,10	0,92	100,99	1564,31	0,009
48	96,64	0,02	0,30	0,04	0,56	0,03	0,06	0,21	0,07	0,22	0,03	0,40	0,27	1,86	100,04	1619,30	0,010
49	93,72	0,14	1,74	0,05	0,53	0,01	0,16	0,10	0,11	0,77	0,07	0,40	0,10	2,46	99,74	1570,23	0,026
50	97,14	0,04	0,78	0,05	0,60	0,03	0,02	0,10	0,10	0,23	0,03	0,40	0,10	0,60	99,58	1613,25	0,015

1	2	3	4	5	6	7	8
51	2401	08	Центр	II	сланец	углисто-кремнистый	Крыжановка
52	2402	08	Центр	II	сланец	углисто-кремнистый	Крыжановка
53	2404	08	Центр	II	сланец		р. Карасу
54	2404,1	08	Центр	II	сланец	углисто-кремнистый	р. Карасу
55	2405	08	Центр	II	сланец	углеродисто-глинистый	Крыжановка
56	2405,5	08	Центр	II	сланец		Крыжановка
57	Мс-5	09	Юг	I	сланец	углисто-кремнистый	Маслово
58	Н-04	09	Юг	I	сланец	углисто-кремнистый	Никольское
59	Н-05	09	Юг	I	сланец	углисто-кремнистый	Никольское
60	Н-07	09	Юг	I	сланец	углисто-кремнистый	Никольское
61	Н-09	09	Юг	I	сланец	углисто-кремнистый	Никольское
62	Н-11	09	Юг	I	сланец	светло-серый	Никольское
63	Н-15	09	Юг	I	сланец	углисто-кремнистый	Никольское
64	Н-18	09	Юг	I	сланец	углисто-кремнистый	Никольское
65	Н-21	09	Юг	I	сланец	углисто-кремнистый	Никольское
66	Н-24	09	Юг	I	сланец	углисто-кремнистый	Никольское
67	Н-25	09	Юг	I	сланец	углисто-кремнистый	Никольское
68	Ник-01/2	09	Юг	I	сланец	углисто-кремнистый	Никольское
69	Ник-03	09	Юг	I	сланец	углисто-кремнистый	Никольское
70	Ник-08	09	Юг	I	сланец	углисто-кремнистый	Никольское
71	Ник-10/6	09	Юг	I	сланец	углисто-кремнистый	Никольское
72	Ник-12/1	09	Юг	I	сланец	углисто-кремнистый	Никольское
73	Ник-12/2	09	Юг	I	сланец	углисто-кремнистый	Никольское
74	Ник-13	09	Юг	I	сланец	углисто-кремнистый	Никольское
75	Ник-2/1	09	Юг	I	сланец	углисто-кремнистый	Никольское
76	Ник-4/3	09	Юг	I	сланец	углисто-кремнистый	Никольское
77	Ник-7/1	09	Юг	I	сланец	углисто-кремнистый	Никольское
78	Пл-5400-1	09	Юг	I	алевролит	углистый	Никольское
79	Пл-5401	09	Юг	I	сланец	углисто-серицит-кремнистый	Никольское
80	Ув-05/1	09	Юг	I	сланец	углисто-кремнистый	Приданниково
81	4	10	Юг	I	сланец	кремнисто-углеродистый	Приданниково
82	5	10	Юг	I	сланец	кремнисто-углеродистый	Приданниково
83	2322	10	Юг	I	сланец	кремнисто-углеродистый	Приданниково
84	2642	10	Юг	I	сланец	кремнисто-углеродистый	Приданниково
85	3114	10	Юг	I	сланец	кремнисто-углеродистый	Приданниково
86	5497	10	Юг	I	сланец	кремнисто-углеродистый	Приданниково
87	5667	10	Юг	I	сланец	кремнисто-углеродистый	Приданниково
88	6029	10	Юг	I	сланец	кремнисто-углеродистый	Приданниково
89	Мс-11	10	Юг	I	сланец	углеродистый	Маслово
90	Мс-8/1	10	Юг	I	сланец	углеродистый	Маслово
91	Пл-257	10	Юг	V	сланец	углеродистый	Лесное
92	Пл-923-1	10	Юг	I	сланец	Углеродсодержащий	Приданниково
93	Пл-923-3	10	Юг	I	сланец	Углеродсодержащий	Приданниково
94	19	11	Юг	II	сланец	кремнисто-углеродистый	Булатово
95	1050	11	Юг	II	сланец	кремнисто-углеродистый	Булатово
96	1974	11	Юг	II	сланец	кремнисто-углеродистый	Булатово
97	2036	11	Юг	II	сланец	кремнисто-углеродистый	Булатово
98	9464	11	Юг	II	сланец	кремнисто-углеродистый	Булатово
99	13/1	11	Юг	II	сланец	кремнисто-углеродистый	Булатово
100	9464/10	11	Юг	II	сланец	кремнисто-углеродистый	Булатово
101	9464/15	11	Юг	II	сланец	кремнисто-углеродистый	Булатово
102	9464/19	11	Юг	II	сланец	кремнисто-углеродистый	Булатово

Таблица 4.1 (продолжение)

1	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
51	93,88	0,14	1,29	0,11	0,28	0,01	0,32	0,21	0,06	1,00	0,01	0,40	0,10	2,52	99,83	1572,45	0,019
52	96,56	0,05	0,26	0,12	0,50	0,01	0,22	0,35	0,04	0,18	0,03	0,40	0,10	1,66	99,98	1611,68	0,010
53	94,00	0,14	2,54	0,31	0,64	0,01	0,34	0,21	0,08	0,79	0,03	0,40	0,10	1,86	100,96	1532,32	0,039
54	96,04	0,05	0,84	0,11	0,28	0,01	0,22	0,21	0,04	0,36	0,03	0,40	0,10	2,04	100,22	1601,92	0,013
55	89,50	0,41	2,29	0,42	0,43	0,01	0,58	0,10	0,09	2,28	0,04	0,55	0,10	3,68	99,80	1496,77	0,040
56	95,54	0,03	0,73	1,10	0,78	0,01	0,08	0,07	0,05	0,25	0,05	0,55	0,10	1,79	100,48	1583,91	0,028
57	89,50	0,11	4,09	0,50	—	—	2,00	0,50	0,08	0,48	0,01	—	—	2,26	99,53	1427,37	0,053
58	94,16	0,05	1,50	0,50	—	0,98	0,60	0,98	0,25	0,03	0,18	—	—	0,83	99,09	1529,34	0,022
59	92,00	0,04	3,70	1,20	—	0,57	0,20	0,01	1,25	0,13	1,02	—	—	0,72	100,04	1481,07	0,054
60	94,00	0,02	1,80	1,00	—	0,57	0,40	0,01	1,00	0,05	0,27	—	—	0,52	99,63	1544,68	0,030
61	95,80	0,02	1,00	1,00	—	0,43	0,50	0,43	0,50	0,10	0,22	—	—	0,25	99,73	1558,93	0,021
62	88,00	0,12	3,70	1,40	—	1,70	0,80	1,70	1,25	0,10	0,74	—	—	2,70	100,51	1376,73	0,059
63	86,80	0,09	4,60	2,80	—	0,85	1,40	0,03	1,25	0,10	0,27	—	—	1,28	99,44	1372,14	0,09
64	78,80	0,18	7,40	4,80	—	1,14	0,80	0,01	1,88	0,81	0,67	—	—	3,66	99,15	1232,61	0,16
65	59,45	0,53	11,40	7,60	—	8,80	0,40	0,06	2,10	1,35	0,63	—	—	7,44	99,76	887,59	0,33
66	96,23	0,01	0,43	1,00	—	0,57	0,20	0,57	0,25	0,13	0,13	—	—	0,80	99,85	1584,23	0,015
67	90,00	0,09	3,83	0,80	—	0,57	0,80	0,57	1,25	0,13	0,22	—	—	0,80	99,49	1451,17	0,052
68	96,10	0,04	0,40	0,60	—	—	0,40	0,10	0,02	0,15	0,01	—	—	1,28	99,10	1615,91	0,011
69	98,10	0,02	0,15	0,30	—	—	0,20	0,10	0,01	0,02	0,00	—	—	0,10	99,00	1641,33	0,005
70	95,00	0,06	1,20	0,60	—	—	0,10	0,20	0,20	0,14	0,01	—	—	1,60	99,12	1600,02	0,020
71	94,60	0,06	0,40	0,10	—	—	0,60	0,18	0,08	0,15	0,22	—	—	2,94	99,33	1610,59	0,006
72	96,45	0,05	1,20	0,60	—	—	0,40	0,20	0,02	0,24	0,00	—	—	0,20	99,36	1590,24	0,019
73	97,00	0,05	0,60	0,40	—	—	0,40	0,10	0,03	0,07	0,01	—	—	0,60	99,26	1616,62	0,011
74	97,00	0,10	0,60	0,50	—	—	0,40	0,20	0,06	0,10	0,01	—	—	0,40	99,37	1609,12	0,012
75	96,00	0,02	0,60	0,30	—	—	0,40	0,28	0,05	0,15	0,00	—	—	1,90	99,70	1611,17	0,010
76	95,00	0,08	0,30	0,30	—	—	0,60	0,10	0,06	0,14	0,04	—	—	2,70	99,28	1614,85	0,007
77	97,75	0,03	0,30	0,30	—	—	0,30	0,20	0,06	0,02	0,00	—	—	0,20	99,20	1628,65	0,006
78	87,04	0,19	4,01	0,76	0,58	0,01	0,32	1,00	0,20	1,18	0,90	—	0,03	3,22	99,43	1433,72	0,064
79	87,70	0,38	6,48	0,61	0,38	0,01	0,72	0,36	0,20	1,75	0,57	—	0,03	3,36	102,54	1379,86	0,09
80	85,00	0,29	6,30	1,55	—	—	0,60	0,20	0,15	2,50	0,01	—	—	3,00	99,60	1371,94	0,10
81	91,57	0,18	3,76	0,17	0,64	0,01	0,05	0,71	0,27	1,00	0,29	—	0,10	1,76	100,41	1491,44	0,052
82	95,28	0,03	0,95	0,25	0,64	0,01	0,20	0,28	0,17	0,30	0,06	—	0,10	1,66	99,83	1593,14	0,020
83	96,20	—	0,35	0,37	0,97	0,03	0,63	0,50	—	0,16	0,02	—	0,02	1,18	100,41	1583,32	0,018
84	95,10	0,12	1,09	0,05	0,65	0,03	0,41	0,29	0,06	0,40	0,03	—	—	1,58	99,81	1585,13	0,020
85	95,82	0,03	0,60	0,43	—	0,05	0,19	0,57	0,06	0,24	0,00	—	—	1,76	99,75	1604,19	0,011
86	94,67	0,06	1,32	0,62	—	—	0,19	0,29	0,08	0,40	0,02	—	0,03	2,42	100,07	1586,33	0,021
87	90,12	0,18	3,58	0,39	—	—	0,29	1,14	0,08	1,28	0,29	—	—	2,40	99,75	1474,45	0,046
88	94,77	0,04	0,80	0,42	—	0,10	0,09	0,57	0,06	0,26	0,00	—	0,01	2,94	100,05	1601,16	0,013
89	93,15	0,04	0,80	0,60	—	—	0,40	0,08	0,03	0,14	0,01	—	—	3,74	98,99	1604,20	0,015
90	95,60	0,06	0,88	0,60	—	—	0,60	0,08	0,08	0,15	0,01	—	—	1,40	99,38	1593,97	0,016
91	92,28	0,15	3,00	0,23	0,70	0,01	0,18	0,29	0,21	0,83	0,27	—	0,03	2,38	100,55	1523,84	0,044
92	94,42	0,04	1,12	0,01	0,39	0,01	0,16	0,14	0,16	0,36	0,02	—	—	2,64	99,47	1605,46	0,017
93	90,92	0,11	2,36	0,16	0,78	0,01	0,21	1,07	0,26	0,70	0,98	—	—	2,34	99,90	1502,03	0,038
94	75,83	0,42	7,73	2,04	0,29	0,01	0,40	2,76	0,47	2,10	2,17	0,66	0,10	4,94	99,16	1173,75	0,14
95	94,62	0,06	0,92	0,69	—	0,05	0,16	0,29	0,04	0,34	0,00	—	—	2,72	99,89	1598,17	0,018
96	96,88	—	—	0,37	1,11	0,03	0,31	0,28	—	0,17	0,01	—	—	0,62	99,78	1611,59	0,015
97	91,15	0,18	4,11	0,62	—	0,08	0,20	0,57	0,08	1,00	0,10	—	—	2,18	100,27	1486,78	0,054
98	79,43	0,50	8,81	0,66	0,56	0,02	0,82	1,63	0,08	2,62	0,93	0,33	0,10	4,18	100,18	1225,57	0,13
99	95,88	0,04	1,00	0,05	0,48	0,01	0,16	0,16	0,11	0,23	0,03	0,40	0,10	0,96	99,11	1601,14	0,016
100	89,71	0,21	4,49	0,08	0,71	0,01	0,63	0,63	0,06	1,00	0,18	0,44	0,10	1,68	99,39	1447,60	0,061
101	80,83	0,44	8,58	0,18	0,60	0,01	0,59	1,27	0,08	2,54	0,37	0,44	0,10	3,88	99,37	1273,82	0,12
102	92,45	0,10	3,15	0,22	0,92	0,01	0,49	0,50	0,22	0,66	0,06	0,20	0,10	1,34	100,12	1499,74	0,047

1	2	3	4	5	6	7	8
103	9464/4	11	Юг	II	сланец	кремнисто-углеродистый	Булатово
104	Б-62	11	Юг	II	сланец	кремнисто-углеродистый	Булатово
105	Пл-905-1	12	Центр	III	сланец	углеродистый	Восточный
106	Пл-905-2	12	Центр	III	сланец	углеродистый	Восточный
107	Пл-905-3	12	Центр	III	сланец	углеродсодержащий	Восточный
108	Пл-2715	13	Юг	V	алевролит	углисто-кварцевый	Степнинский
109	Пл-9057-1	13	Юг	V	кварцит	углеродистый	Кумляк
110	Пл-185	14	Юг	V	кварцит	графитистый	Магадеево
111	Пл-5092	14	Юг	V	кварцит	графитистый, пloidчатый	Кумляк
112	Пл-907-1	15	Юг	II	сланец	Углеродсодержащий	Заозерный
113	Пл-914-1	15	Юг	II	сланец	Углеродсодержащий	Токмакский

Примечания к табл. 4.1: прочерк в графе FeO — не определялся (сумма железа дана в графе Fe₂O₃), остальные прочерки — содержания ниже чувствительности метода. Заимствованные анализы: 1–6, 15–21, 85, 86, 98, 103 — Турбанов [1988ф]; 87, 100, 108 — Турбанов и др. [1969ф]; 88–92, 99, 101 — Турбанов и др. [1975ф]; 102, 104–107 — Юрецкий и др. [1982ф].

до 98%, среднее 93,5%) и $C_{\text{орг}}$, сумма остальных 12 окислов составляет не более 10% (см. табл. 4.1).

В отношении источника кремнезёма в кремнисто-углеродистых осадках, как отмечено нами ранее в главах 2 и 3, существует несколько точек зрения. По данным Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис [1988], вулканизм не мог быть главным источником кремне-накопления. В 113 шлифах кремнисто-углеродистых отложений булатовской толщи, изученных при де-

тальном картировании Арамильско-Сухтелинского синклиория [Турбанов и др., 1969ф, 1975ф, 1988ф], отмечены многочисленные остатки крупных, хорошо сохранившихся радиолярий, которые располагаются среди микрозернистой массы кремнезёма и глеродистого вещества. При изучении распределения кремнезёма в океаническом осадконакоплении Н.М. Страхов [1978] приходит к выводу, что "...обнаружение в шлифах кремнистых пород

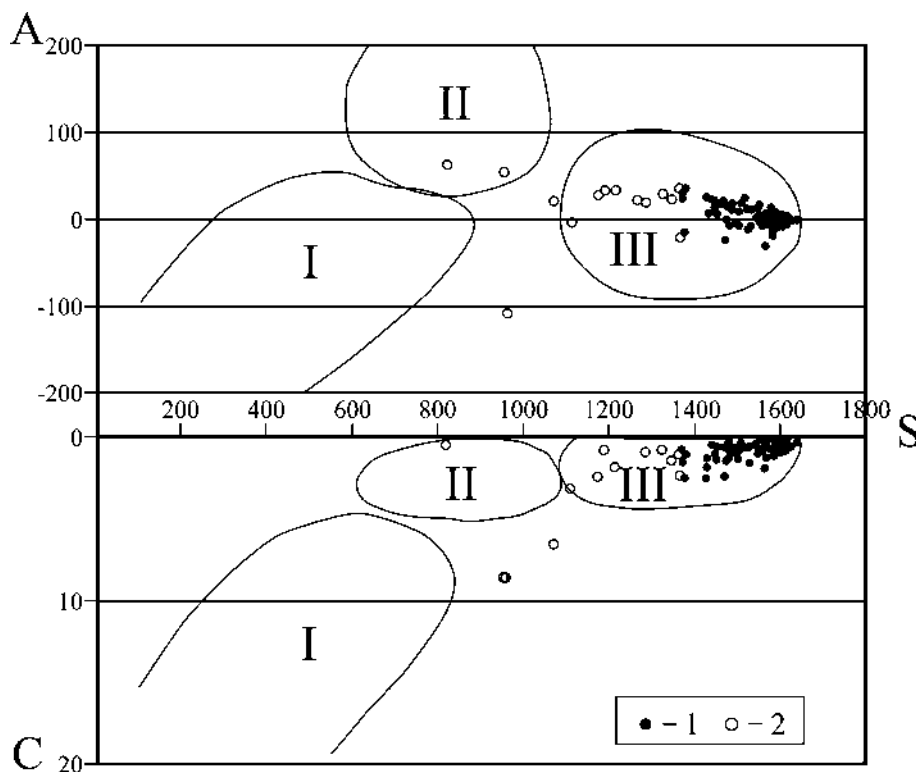


Рис. 4.6. Типизация углеродистых отложений Арамильско-Сухтелинского синклиория с помощью диаграммы О.В. Горбачёва, Н.А. Созинова [1985]

Условные обозначения: 1 — кремнисто-углеродистые сланцы, 2 — углеродисто-глинистые и углеродисто-серицитовые сланцы. Поля формаций: I — карбонатно-углеродистая, II — терригенно-углеродистая, III — кремнисто-углеродистая

Таблица 4.1 (окончание)

1	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
103	83,76	0,34	7,11	0,47	0,63	0,01	0,92	1,35	0,08	2,06	0,80	0,20	0,10	2,78	100,31	1303,31	0,10
104	94,05	0,10	1,27	0,20	1,33	0,07	0,51	0,40	0,22	0,39	0,04	—	—	0,86	99,44	1554,52	0,031
105	86,84	0,13	2,48	0,03	0,64	0,01	0,36	2,02	0,05	0,84	0,03	—	0,03	5,82	99,28	1472,71	0,038
106	91,62	0,11	2,10	0,26	0,35	0,02	0,64	0,36	0,10	0,05	0,15	—	0,03	4,56	100,35	1546,03	0,031
107	94,28	0,07	1,58	0,09	0,53	0,24	0,48	0,29	0,05	0,58	0,00	—	—	2,30	100,49	1564,91	0,024
108	87,96	0,19	3,97	0,65	0,43	0,01	1,00	0,84	0,22	1,25	0,03	—	0,02	3,50	100,07	1430,88	0,060
109	93,70	0,06	1,20	0,50	1,06	0,02	0,50	0,14	0,08	0,35	0,01	—	0,02	2,60	100,24	1567,37	0,030
110	87,80	0,24	2,69	0,08	1,21	0,01	0,40	0,86	0,30	1,27	0,14	—	0,05	3,69	98,74	1483,08	0,048
111	94,40	0,06	1,16	0,14	0,36	0,01	0,61	0,42	0,12	0,55	0,05	—	0,05	0,40	98,33	1569,41	0,018
112	97,32	0,03	0,50	0,09	0,36	0,02	0,12	0,50	0,04	0,14	0,28	—	—	0,92	100,32	1612,70	0,010
113	92,78	0,12	2,22	0,21	0,35	0,01	0,06	0,07	1,01	0,77	0,02	—	—	2,52	100,14	1556,04	0,031

Таблица 4.2

Содержания $C_{орг}$ в кремнисто-углеродистых образованиях

№№ п/п	№№ образцов	Разновидность	Привязка	$C_{орг}$	CO_2	$C_{общ}$
1	8	кремнисто-углеродистый	д. Куянбаева	1,79	—	—
2	9	кремнисто-углеродистый	д. Куянбаева	0,95	—	—
3	10	кремнисто-углеродистый	д. Непряхино	2,46	—	—
4	11	кремнисто-углеродистый	д. Непряхино	2,19	—	—
5	19	кремнисто-углеродистый	д. Булатово	2,72	—	—
6	13/1	кремнисто-углеродистый	д. Булатово	1,22	—	—
7	ис125/106	кремнисто-углеродистый	д. Непряхино	5,44	—	—
8	Ми-98-20	кремнисто-углеродистый	д. Темир	2,15	< 0,1	2,15
9	Ми-98-37	слабо ожел., Q прожилки	д. Темир	0,49	< 0,1	0,5
10	Ми-98-54	кремнисто-углеродистый	пос. Сарафаново	3,37	< 0,1	3,39
11	Ми-98-56	кремнисто-углеродистый	д. Ступино	0,92	0,13	0,95
12	Ми-98-58	кремнисто-углеродистый	д. Ступино	1,05	< 0,1	1,06
13	Ми-98-60	кремнисто-углеродистый	д. Половинка	1,17	< 0,1	1,18
14	Ми-98-89	кремнисто-углеродистый	д. Мельниково	2,27	< 0,1	2,28
15	Ми-98-101	кремнисто-графитистый	пос. Кочнево	1,73	< 0,1	1,75
16	Ми-98-104	кремнисто-углеродистый	пос. Кочнево	5,42	0,13	5,45
17	Ми-98-123	кремнисто-углеродистый	д. Непряхино	1,10	< 0,1	1,18
18	Ми-98-124	кремнисто-углеродистый	д. Непряхино	1,50	< 0,1	1,6
19	Ми-99-52/1	глинисто-углеродистый	д. Куянбаева	0,42	< 0,1	0,45
20	Ми-99-52/7	глинисто-углеродист., ожелезн.	д. Куянбаева	0,36	< 0,1	0,38
21	Пл-5/1	кремнисто-углеродистый	пос. Восточный	5,50	< 0,1	5,53
22	Пл-5/3	кремнисто-углеродистый	пос. Восточный	2,10	< 0,1	2,13
23	Пл-7/1	кремнисто-углеродистый	пос. Соколовское	0,94	< 0,1	0,94
24	Пл-14/1	кремнисто-углеродистый	пос. Токмасский	1,01	< 0,1	1,01
25	Пл-23/1	кремнисто-углеродистый	д. Маслово	7,80	< 0,1	7,82
26	Пл-23/3	кремнисто-углеродистый	д. Маслово	2,21	< 0,1	2,23
27	Ми-98-41	кремнисто-углеродистый	Миасский пруд	1,61	< 0,1	1,62
28	Ми-98-44	кремнисто-углеродистый	г. Лиственная	2,83	< 0,1	2,84
29	Ми-42/161	кремнисто-углеродистый	Скв. № 42	5,42	0,79	5,64
30	Ми-42/207	кремнисто-углеродистый	Скв. № 42	1,59	0,85	1,82
31	Ми-42/242	кремнисто-углеродистый	Скв. № 42	4,67	1,31	5,03
32	Ми-42/243	кремнисто-углеродистый	Скв. № 42	1,33	0,92	1,58
33	Ми-42/254	кремнисто-углеродистый	Скв. № 42	3,51	0,33	3,6
34	Ми-99-67/1	графитистый кварцит	д. Яраткулово	6,37	< 0,1	6,37

Примечания: 1–26 — булатовская толща; 27–33 — игишская толща (обрамление Ильменогорского блока); 34 — саитовская толща (обрамление Ларинского купола). 1–7 — заимствованы у В.Ф. Турбанова [1988ф], 8–34 — собственные данные. Проверка — компонент не определялся.

Содержания редкоземельных элементов в отложениях

№.№ п/п	№.№ пробы	Выборка	Полоса	Пластина	Порода	Разновидность	Привязка
1	2053	01	Север	IV	сланец	углеродистый	Куянбаево
2	2438,1	01	Север	III	кварцит	углеродистый	В. Караси
3	2438,2	01	Север	III	кварцит	углеродистый	В. Караси
4	2447	01	Север	III	сланец	кремнистый	Кумысный
5	2448	01	Север	III	сланец	углисто-кремнистый	Кумысный
6	2454	01	Север	III	сланец	углисто-кремнистый	Куйсарينو
7	1353	02	Север	III	сланец		Непряхино
8	2419,3	03	Север	III	сланец	углисто-кремнистый	Малково
9	2420	03	Север	III	сланец	углисто-глинистый	Малково
10	2424,1	03	Север	III	сланец	углисто-кремнистый	Малково
11	2424,3	03	Север	III	сланец	углисто-кремнистый	Малково
12	2424,4	03	Север	III	кварцит	углеродистый	Малково
13	Тв-3/2	15	Север	IV	сланец	кремнисто-углеродистый	Щапино
14	7227,4	04	Центр	II	сланец	углистый	Кундравы
15	7246,1	05	Центр	III	сланец	углеродистый	Мельниково
16	Ми-98-56	05	Центр	III	сланец	кремнисто-углеродистый	Ступино
17	Ми-98-60	05	Центр	III	сланец	кремнисто-углеродистый	Половинка
18	Чб-3	05	Центр	III	сланец	кремнисто-углеродистый	Малково
19	2358	06	Центр	I	сланец	углисто-глинисто-кремнистый	Темир
20	7247,3	06	Центр	I	сланец	углисто-кремнистый	Темир
21	2406	07	Центр	II	сланец	углисто-кремнистый	г. Крутая
22	2406,5	07	Центр	II	сланец	q-слюдисто-глинистый	г. Крутая
23	2408	07	Центр	II	сланец	углисто-кремнистый	г. Крутая
24	2411	07	Центр	II	сланец	углисто-глинистый	Уштаганка
25	2401	08	Центр	II	сланец	углисто-кремнистый	Крыжановка
26	2402	08	Центр	II	сланец	углисто-кремнистый	Крыжановка
27	2404,1	08	Центр	II	сланец	углисто-кремнистый	р. Карасу
28	2405	08	Центр	II	сланец	углеродисто-глинистый	Крыжановка
29	Пл-5/1	12	Центр	III	сланец	углеродсодержащий	Восточный
30	Пл-5/2	12	Центр	III	сланец	углеродсодержащий	Восточный
31	Мс-5	09	Юг	I	сланец	кремнисто-углеродистый	Маслово
32	Н-11	09	Юг	I	сланец	Светло-серый	Никольское
33	Н-24	09	Юг	I	сланец	кремнисто-углеродистый	Никольское
34	Н-25	09	Юг	I	сланец	кремнисто-углеродистый	Никольское
35	Н-4	09	Юг	I	сланец	кремнисто-углеродистый	Никольское
36	Н-5	09	Юг	I	сланец	кремнисто-углеродистый	Никольское
37	Н-7	09	Юг	I	сланец	кремнисто-углеродистый	Никольское
38	Н-9	09	Юг	I	сланец	кремнисто-углеродистый	Никольское
39	Ник-1/2	09	Юг	I	сланец	кремнисто-углеродистый	Никольское
40	Ник-10/6	09	Юг	I	сланец	кремнисто-углеродистый	Никольское
41	Ник-12/1	09	Юг	I	сланец	кремнисто-углеродистый	Никольское
42	Ник-12/2	09	Юг	I	сланец	кремнисто-углеродистый	Никольское
43	Ник-13	09	Юг	I	сланец	кремнисто-углеродистый	Никольское
44	Ник-2/1	09	Юг	I	сланец	кремнисто-углеродистый	Никольское
45	Ник-3	09	Юг	I	сланец	кремнисто-углеродистый	Никольское
46	Ник-4/3	09	Юг	I	сланец	кремнисто-углеродистый	Никольское
47	Ник-7/1	09	Юг	I	сланец	кремнисто-углеродистый	Никольское
48	Ник-8	09	Юг	I	сланец	кремнисто-углеродистый	Никольское
49	Мс-11	10	Юг	I	сланец	кремнисто-углеродистый	Маслово
50	Мс-8/1	10	Юг	I	сланец	кремнисто-углеродистый	Маслово
51	Пл-3632	11	Юг	II	алевролит	кремнистый, углеродсодержащий	Булатово
52	Пл-3633	11	Юг	II	алевролит	углеродсодержащий	Булатово
53	Пл-3377-1	14	Юг	V	кварцит	углеродсодержащий	Магадеево
54	Пл-3404-1	14	Юг	V	кварцит	углеродсодержащий	Магадеево
55	Пл-5092	14	Юг	V	кварцит	графитистый, плейчатый	Гусары

Таблица 4.3

булатовской толщи Арамильско-Сухтелинской зоны

№.№ п/п	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
1	14,40	29,60	3,42	13,90	3,63	0,66	4,40	0,64	3,82	0,81	2,26	0,34	1,74	0,29
2	14,90	33,80	4,30	19,80	5,77	1,14	6,71	0,96	5,30	1,12	2,92	0,42	1,95	0,33
3	3,94	9,40	1,31	5,97	1,83	0,19	2,26	0,32	1,80	0,38	1,01	0,15	0,75	0,12
4	2,88	5,80	0,69	2,90	0,78	0,18	0,95	0,14	0,82	0,18	0,50	0,07	0,40	0,06
5	10,50	22,80	2,99	13,10	3,82	0,31	4,41	0,60	3,08	0,62	1,52	0,20	1,00	0,15
6	19,80	36,70	3,97	14,60	3,62	0,53	4,22	0,59	3,07	0,63	1,56	0,22	1,09	0,17
7	12,10	22,50	2,49	9,30	2,37	0,17	3,00	0,47	2,74	0,59	1,60	0,24	1,30	0,22
8	1,99	4,60	0,63	3,03	0,94	0,02	1,31	0,20	1,19	0,27	0,74	0,11	0,62	0,10
9	20,00	36,50	3,85	14,10	3,37	0,44	4,30	0,63	3,62	0,77	2,07	0,30	1,60	0,26
10	9,73	21,80	2,79	12,20	3,60	0,75	5,14	0,81	4,90	1,13	3,22	0,48	2,70	0,45
11	13,00	27,20	3,21	13,40	3,58	0,66	4,23	0,59	3,00	0,61	1,50	0,20	1,00	0,15
12	18,60	36,60	4,17	17,10	4,40	0,92	4,57	0,60	2,98	0,56	1,32	0,17	0,78	0,11
13	0,64	1,34	0,17	0,70	0,20	0,01	0,27	0,04	0,25	0,05	0,14	0,02	0,11	0,02
14	23,90	42,80	4,77	17,90	4,13	0,39	4,85	0,76	4,60	1,09	3,01	0,46	2,65	0,45
15	2,04	4,40	0,56	2,47	0,68	0,12	0,92	0,14	0,84	0,19	0,54	0,08	0,46	0,08
16	8,15	16,50	1,95	7,47	2,01	0,28	1,70	0,20	0,93	0,17	0,34	0,04	0,17	0,02
17	8,14	16,00	1,79	7,00	1,77	0,11	2,20	0,34	2,00	0,45	1,30	0,20	1,11	0,18
18	4,53	10,80	1,44	7,00	2,17	0,54	3,80	0,63	4,02	0,98	2,92	0,47	2,80	0,52
19	9,69	16,70	1,70	6,00	1,28	0,56	1,80	0,28	1,75	0,41	1,17	0,18	1,02	0,17
20	25,40	36,80	3,10	9,00	1,81	0,26	2,02	0,31	1,80	0,40	1,10	0,16	0,88	0,14
21	26,10	53,80	6,50	25,80	7,30	1,41	8,80	1,25	7,00	1,46	3,94	0,54	2,78	0,44
22	15,60	27,90	2,91	10,10	2,43	0,11	2,79	0,38	2,05	0,42	1,08	0,15	0,72	0,11
23	6,18	14,80	1,97	8,91	2,72	0,35	2,00	0,23	1,10	0,19	0,40	0,05	0,19	0,03
24	11,10	22,30	2,60	10,80	2,83	0,28	3,90	0,58	3,29	0,70	1,92	0,28	1,53	0,25
25	3,55	6,98	0,74	2,81	0,68	0,19	0,92	0,14	0,87	0,20	0,58	0,09	0,50	0,09
26	6,86	15,00	1,90	8,00	2,37	0,26	2,53	0,32	1,60	0,32	0,72	0,09	0,44	0,06
27	4,28	9,50	1,21	5,08	1,41	0,47	1,59	0,22	1,17	0,23	0,59	0,08	0,40	0,06
28	38,80	70,00	7,48	26,90	6,22	0,04	7,20	1,08	5,97	1,26	3,36	0,47	2,45	0,39
29	11,7	23,0	2,81	11,6	3,2	0,34	4,0	0,57	3,09	0,65	1,72	0,24	1,23	0,19
30	10,1	26,5	3,85	20,0	6,56	0,94	8,7	1,2	6,41	1,29	3,28	0,44	1,98	0,31
31	4,02	7,90	0,82	3,10	0,74	0,03	1,08	0,18	1,19	0,30	0,90	0,15	0,91	0,17
32	3,11	5,72	0,62	2,31	0,57	0,09	0,67	0,11	0,59	0,13	0,34	0,05	0,28	0,05
33	9,27	19,10	2,29	9,48	2,55	0,70	2,77	0,37	1,82	0,36	0,85	0,11	0,51	0,07
34	11,10	19,00	2,03	7,12	1,71	0,32	2,25	0,35	2,10	0,45	1,30	0,20	1,12	0,18
35	5,76	11,70	1,41	5,66	1,51	0,48	1,59	0,22	1,21	0,24	0,63	0,09	0,44	0,07
36	13,00	22,80	2,43	8,90	2,17	0,12	2,24	0,30	1,60	0,33	0,79	0,11	0,51	0,08
37	5,48	11,40	1,43	5,90	1,59	0,13	1,90	0,28	1,58	0,34	0,88	0,13	0,64	0,10
38	9,30	16,90	1,87	6,78	1,63	0,09	1,85	0,27	1,47	0,31	0,78	0,11	0,55	0,09
39	2,61	6,40	0,91	4,43	1,39	0,07	1,92	0,29	1,72	0,38	1,07	0,16	0,86	0,14
40	7,58	14,90	1,60	6,32	1,59	0,30	1,96	0,29	1,70	0,37	1,02	0,15	0,80	0,13
41	0,69	1,56	0,22	0,98	0,32	0,07	0,41	0,06	0,36	0,08	0,22	0,03	0,17	0,03
42	1,21	2,48	0,37	1,25	0,37	0,03	0,43	0,06	0,35	0,07	0,18	0,03	0,14	0,02
43	0,66	1,61	0,23	1,16	0,40	0,03	0,63	0,11	0,69	0,17	0,50	0,08	0,48	0,09
44	2,30	5,35	0,73	3,42	1,04	0,07	1,36	0,21	1,20	0,27	0,72	0,11	0,56	0,09
45	1,19	2,54	0,33	1,51	0,45	0,11	0,62	0,10	0,55	0,13	0,34	0,05	0,28	0,05
46	2,36	6,03	0,91	4,73	1,62	0,24	2,20	0,33	1,87	0,42	1,13	0,17	0,91	0,15
47	3,38	6,98	0,85	3,70	1,06	0,01	1,32	0,19	1,05	0,22	0,57	0,08	0,43	0,06
48	1,82	3,68	0,46	1,92	0,51	0,07	0,66	0,10	0,59	0,13	0,35	0,05	0,29	0,05
49	2,20	5,98	0,95	5,22	1,92	0,05	2,55	0,37	2,13	0,45	1,22	0,18	0,93	0,15
50	3,74	10,40	1,63	8,90	3,18	0,04	3,00	0,37	1,77	0,33	0,72	0,09	0,40	0,05
51	0,9	2,97	0,57	3,73	1,68	0,59	2,0	0,27	1,46	0,29	0,7	0,093	0,45	0,065
52	0,98	2,26	0,32	1,51	0,48	0,1	0,65	0,11	0,59	0,13	0,36	0,053	0,29	0,049
53	0,52	1,49	0,24	1,37	0,53	0,079	0,68	0,1	0,53	0,11	0,27	0,038	0,19	0,03
54	3,69	8,42	1,06	4,5	1,26	0,097	1,96	0,34	2,23	0,53	1,61	0,27	1,62	0,29
55	0,71	1,62	0,22	1,02	0,33	0,03	0,51	0,091	0,6	0,16	0,49	0,081	0,51	0,095

остатков кремниевых организмов служит надёжным указанием на невозможность в этой же среде ещё и хемогенного осаждения кремнезёма...”.

Результаты анализа 26 образцов из различных частей Арамильско-Сухтелинской зоны, показывают, что кремнисто-углеродистые сланцы булатовской толщи относятся к низкоуглеродистому и углеродистому типам (см. табл. 4.2). Пониженные значения $C_{орг}$ в образцах Ми-99-52/1, Ми-99-52/7 и Ми-98-37, по видимому, связаны с процессами окисления углерода кислородом воды и взаимодействия с окислами железа при метасоматических изменениях.

Я.Э. Юдовичем и М.П. Кетрис [1988] разработана методика приближённого расчёта содержания $C_{орг}$ по силикатному анализу:

$$C_{орг} \approx \text{п.п.п.} - (CO_2 + H_2O + 0,626 \cdot S).$$

При отсутствии воды вычисления ведутся по формуле $H_2O \approx 0,4 K_2O$. Во избежание серьёзных ошибок содержания $C_{орг}$ определялись только в анализах, имеющих полный набор окислов. Среднее содержание $C_{орг}$ по 53 образцам равняется 1,28%. При сравнении расчётных значений $C_{орг}$ с лабораторными выявилась погрешность в 15%.

Почти 100% углерода в анализах кремнистых сланцев булатовской толщи составляет $C_{орг}$, на долю CO_2 приходятся ничтожные значения (см. табл. 4.2). Низкие значения параметра С (среднее 0,65) (см. рис. 4.6) и отсутствие карбонатов в разрезах также говорит о достаточно глубоководных условиях осадконакопления.

Кларковые содержания **фосфора**, основанные на 15 тыс. анализах, приняты от 0,3 до 0,4% P_2O_5 [Холодов, 1973]. В 90% анализов кремнисто-углеродистых отложений булатовской толщи содержания фосфора укладываются в фоновые (см. табл. 4.1). Средние его содержания, рассчитанные по 15 выборкам (см. рис. 4.5), позволяют выделить 6, 9 и 10 группы как повышено фосфатоносные (более чем в 2 раза). Содержания в этих выборках достигают резко аномальных и даже рудогенных (0,75–1,02%). Необходимо также упомянуть о единичных аномальных содержаниях P_2O_5 в точках (1,51 и 2,17%), расположенных в восточной части Арамильско-Сухтелинского синклиория (2 и 11 выборки). Для отложений сайтовской ($RF_2^?st$) и игишской ($RF_2^?ig$) толщ (обрамление Ларинского и Ильменогорского поднятий) даже средние содержания P_2O_5 достигают резко-аномальных, а максимальные — около 7%.

Аномальные содержания P_2O_5 положительно коррелируются с алюмокремниевым модулем и карбонатностью, что указывает на привнос фосфора в бассейн седиментации совместно с вулканическим материалом.

При изучении фациальной зональности КМА Н.А. Созинов с соавторами [1989] предложили следующую модель образования фосфатоносных отложений. Вулканогенная взвесь, содержащая глинистый материал, оксиды Fe, Mn с сорбированным на них фосфором, сносилась с окраин континента в депрессионную зону с резко восстановительной средой. В подобных условиях фосфор освобождался и формировал резерв фосфата в придонных водах. Отсадка такого фосфора возможна только совместно с $CaCO_3$, который поступал в бассейн при массовой гибели планктона под воздействием вулканической деятельности [Юдович и др., 1986].

Для интерпретации состава кремнисто-углеродистых отложений Арамильско-Сухтелинского синклиория использовались стандартные петрохимические параметры (модули), рассчитываемые по силикатным анализам [Юдович и др., 1986] (см. табл. 4.1).

По значениям **гидролизатного модуля** (от 0,01 до 0,06) все кремнисто-углеродистые отложения рассматриваемой территории зоны относятся к классу эвсилитов, из них 85% к ультраэвсилитам (рис. 4.7), что указывает на незначительный привнос в бассейн осадконакопления продуктов выветривания с континента.

Наиболее информативным является отношение **гидролизатного и алюмокремниевого модулей**. На рис. 4.7 видна их отчётливая положительная корреляция. Максимальное отклонение от линии тренда наблюдается для отложений центральной и южной части зоны, что говорит об увеличении доли вулканического материала в общем объёме примесей с севера на юг.

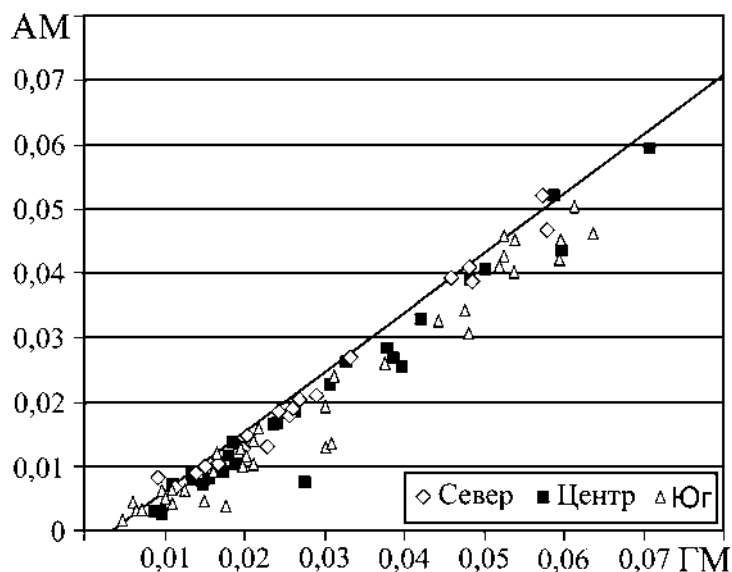


Рис. 4.7. Диаграмма соотношения гидролизатного и алюмокремнистого модулей для кремнисто-углеродистых отложений булатовской толщи

Для 94% кремнисто-углеродистых отложений Арамильско-Сухтелинского синклинория характерно значение **закисного модуля** больше 1 (среднее по 72 образцам — 7,1). Это позволяет сделать вывод о дефиците кислорода в придонных водах с резко восстановительной обстановкой [Ефремова, Стафеев, 1985]. При этом часть железа восстанавливалась и отлагалась в составе пирита.

При изучении среднерифейских метапелитов Патомского нагорья Б.В. Петров и В.А. Макрыгина [1975] приходят к выводу, что при восстановлении железа происходит “выгорание” C_{opr} : $C + 2Fe_2O_3 \rightarrow CO_2 + 4FeO$. Анализ данных по кремнисто-углеродистым сланцам Арамильско-Сухтелинского синклинория показывает, что чем больше величина $3M$ (степень восстановленности железа), тем ниже содержание C_{opr} , что согласуется с результатами исследований Б.В. Петрова и В.А. Макрыгиной [1975].

Вынесенные на **тройную петрохимическую диаграмму Н.П. Семененко**, кремнисто-углеродистые сланцы булатовской толщи образуют любопытную картину (рис. 4.8): образцы из выборки “Север” отличаются низкими значениями параметров A и $F+M$ и попадают в поле X , часть сланцев из выборки “Центр” также располагаются в поле X , но с увеличением глинозёмистости (A) и ферромагнетизальности ($F+M$) занимают поля $VIII$, IX и XI ; образцы из третьей выборки, охватывают все четыре поля. Базальты шеметовской толщи (подстилающей кремнистые сланцы булатовской толщи) имеют

достаточно выдержанный химический состав и образуют на диаграмме компактный рой, совпадающий с расположением большинства образцов из выборки “Юг”, что говорит об одинаковом соотношении их главных петрогенных окислов.

Подобное распределение анализов на диаграмме, совместно со значениями отношения $AM/ГМ$ (см. рис. 4.7), говорит о возрастании с севера на юг в кремнисто-углеродистых сланцах Арамильско-Сухтелинском синклинория количества частиц, образованных в результате вулканической деятельности и/или подводного выщелачивания базальтов шеметовской толщи.

Распределение редкоземельных элементов.

Для большинства кремнисто-углеродистых отложений булатовской толщи характерно пониженное или околочларковое содержание РЗЭ, а также устойчивая корреляция лёгких редкоземельных элементов (отношение $La:Ce:Nd$ составляет 1:2:1) (см. табл. 4.3).

Нормирование к “стандартным” породам или хондритовому метеоритному веществу (см. табл. 3.13) показывает, что редкоземельные элементы в рассматриваемых отложениях не накапливаются в чёрных сланцах. Их содержания по отношению к среднему европейскому сланцу в подавляющем большинстве составили меньше 1.

Использование нормирования к хондриту позволило выявить некоторую закономерность в содержаниях РЗЭ. Для кремнисто-углеродистых сланцев

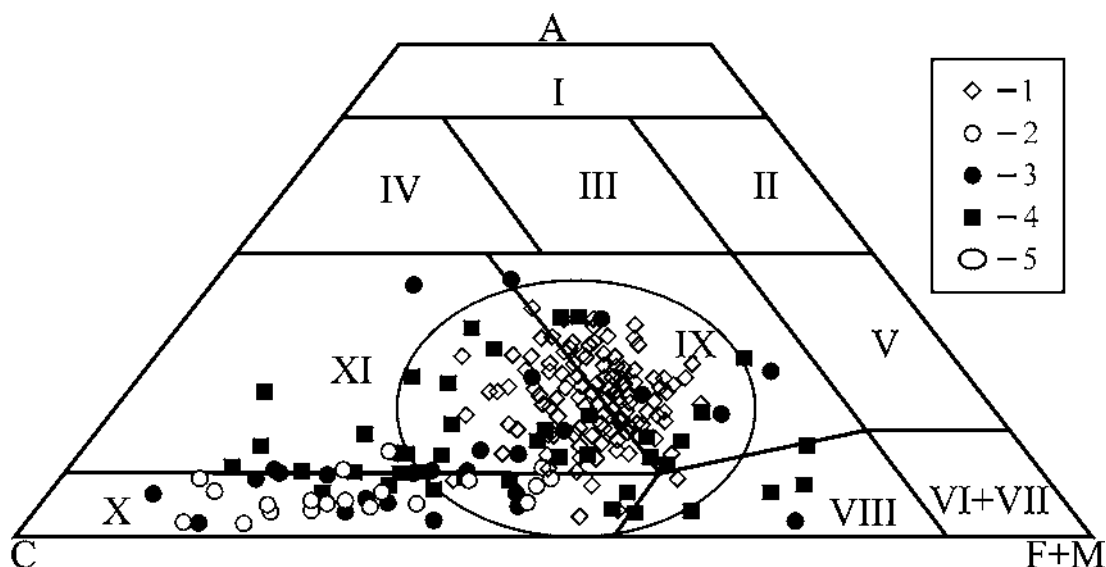


Рис. 4.8. Разделение кремнисто-углеродистых сланцев на петрохимической диаграмме Н.П. Семененко [Семененко и др., 1956]

Условные обозначения: 1 — базальты шеметовской толщи (химические анализы приведены в работе А.В. Сначёва и др. [2006]); 2–4 — выборки кремнисто-углеродистых сланцев булатовской толщи: 2 — Север, 3 — Центр, 4 — Юг; 5 — поле распространения базальтов шеметовской толщи. **Поля:** I — подгруппы собственно алюмосиликатных пород, II — подгруппы железисто-магнезиально-алюмосиликатных пород, III — подгруппы щёлочноземельно-алюмосиликатных пород орторяда, IV — подгруппы известково-алюмосиликатных пород, V — группы глинозёмисто-магнезиально-железисто-кремнистых пород, VI — группы железисто-кремнистых пород, VII — группы магнезиальных ультраосновных пород орторяда, VIII — группы щёлочноземельно-малоглинозёмистых ультраосновных пород орторяда, IX — группы щёлочноземельно-глинозёмистых основных пород орторяда, X — известково-карбонатной подгруппы щёлочноземельно-известкового ряда, XI — глинозёмисто-известковистой подгруппы щёлочноземельно-известкового ряда

свойственен однотипный характер нормированных кривых — преимущественное накопление лёгких лантаноидов по отношению к тяжёлым и отчётливый европиевый минимум (рис. 4.9). Отложения

центральной и северной части Арамильско-Сухтелинского синклиория более обогащены РЗЭ относительно южных, что, по-видимому, связано с более длительным контактом первых с морской водой,

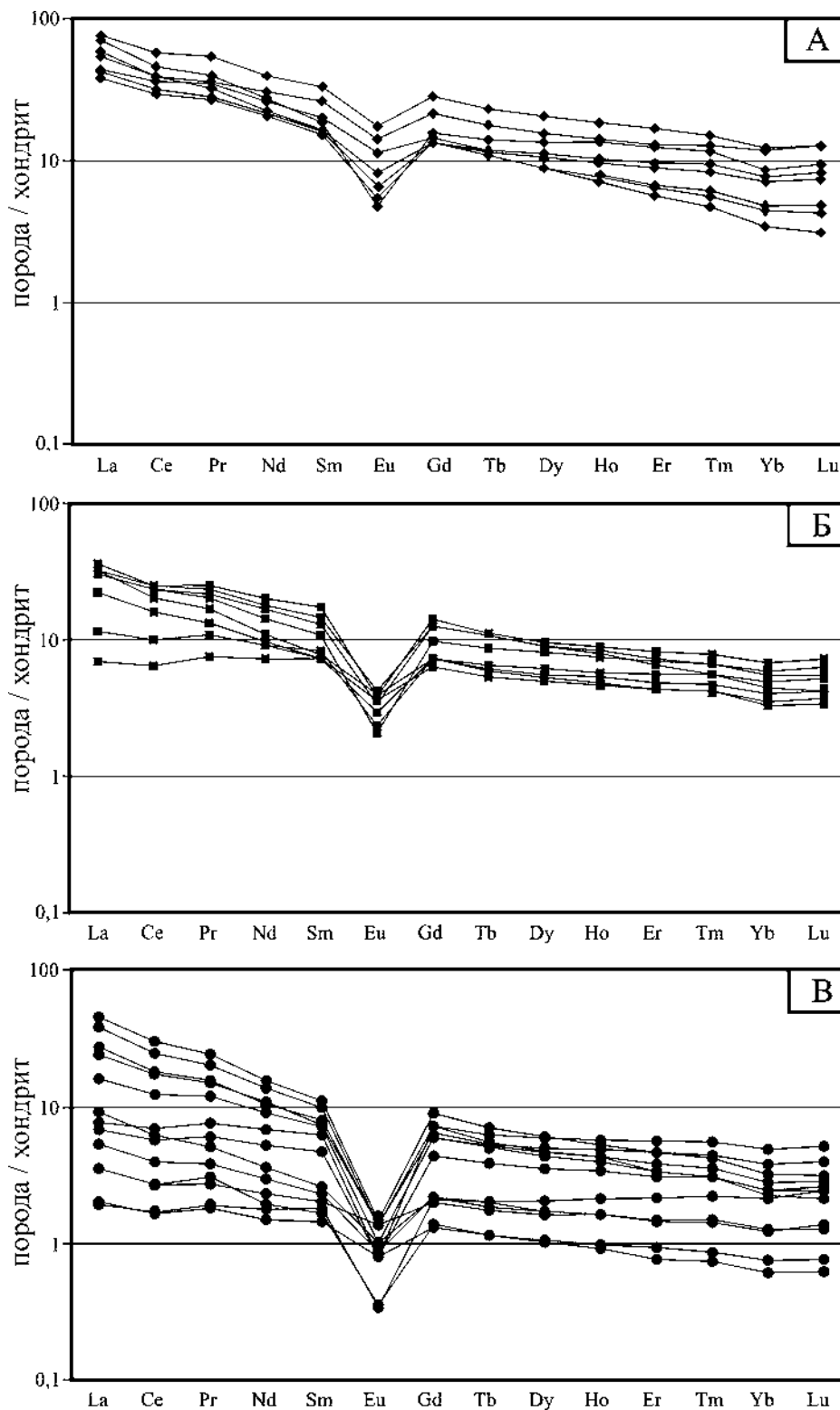


Рис. 4.9. Характер распределения редкоземельных элементов (нормированных к хондриту) для кремнисто-углеродистых сланцев различных частей Арамильско-Сухтелинского синклиория

Условные обозначения: А — III и IV (север), Б — II и частично III (центр), В — I и V (юг) пластины

при котором происходит сорбирование РЗЭ глинистыми минералами [Чехович, Живкович, 1991]. При этом заметно меняется характер отрицательной европиевой аномалии от глубокой на юге, до сильно ослабленной на севере. Подобное ослабление свойственно для кремнисто-углеродистых отложений, накапливающихся в условиях отсутствия кислорода, с концентрацией европия и церия в карбонатной фазе, что подтверждается повышенными содержаниями Са для некоторых образцов (до 2%) [Юдович, Кетрис, 1994].

Элементы примеси. Отличительной особенностью черносланцевых отложений булатовской толщи является низкое содержание элементов-примесей, и в первую очередь халькофильной группы (Cu, Zn, Pb, Cd, S) (рис. 4.10). Исключение составляют V, Mo и Ag, которые очень подвижны в морской воде и способны легко образовывать металлоорганические соединения с $C_{орг}$, обогащая осадок этими элементами [Юдович, Кетрис, 1994]. Резко аномальные их содержания связываются, прежде всего, с метасоматическими преобразованиями отложений. Примечательно, что в углеродистых сланцах некоторых разрезов (пос. Крыжановка, Ключи, Темир) отмечены довольно высокие содержания Ni (до 200 г/т). Обращает на себя внимание их приуроченность к углеродисто-глинистой разновидности пород, что указывает на терригенную природу осадков, а также повышенные содержания в тех же пробах Cr, Co и Fe, позволяющие предположить источник сноса за счёт кор выветривания ультраосновных и основных пород.

Несмотря на в целом низкие содержания в рассматриваемых породах Ba и Sr, наблюдается устойчи-

вое преобладание первого над вторым ($Ba/Sr > 1$), что в комплексе с другими важными показателями — в частности отношением $CaO/MgO \geq 1$, многочисленными находками радиолярий и отсутствием бентосной фауны, высоким значением закисного модуля ($FeO/Fe_2O_3 = 5-40$) — свидетельствует об умеренной солёности вод, характерной для глубоководного, открытого морского водоёма [Рыкус, Сначёв, 2000].

Таким образом, рассмотрев петрогеохимические особенности кремнисто-углеродистых отложений Арамилско-Сухтелинского синклинория, можно сделать вывод об образовании их в относительно глубоководном (океаническом) бассейне с некомпенсированным осадконакоплением при дефиците кислорода в придонных водах. Основная масса осадка, представленная кремнезёмом, отлагалась био-хемогенным путём, что в совокупности с практически полным отсутствием привноса терригенного материала с континента обеспечило исключительную его химическую “чистоту”. Незначительные вариации состава связаны с ассимиляцией частиц, образованных в результате вулканогенной активности и перемыва нижележащих отложений шеметовской толщи. Анализ имеющегося материала по ряду выборок, более или менее равномерно покрывающих Арамилско-Сухтелинский синклинорий, позволил установить увеличение терригенной составляющей и, соответственно, уменьшение глубины восточного фланга бассейна осадконакопления. Максимальная величина прогибания отмечена в осевой части синклинория, западный фланг характеризуется промежуточными значениями глубинности. Тенденция к некоторому обмелению

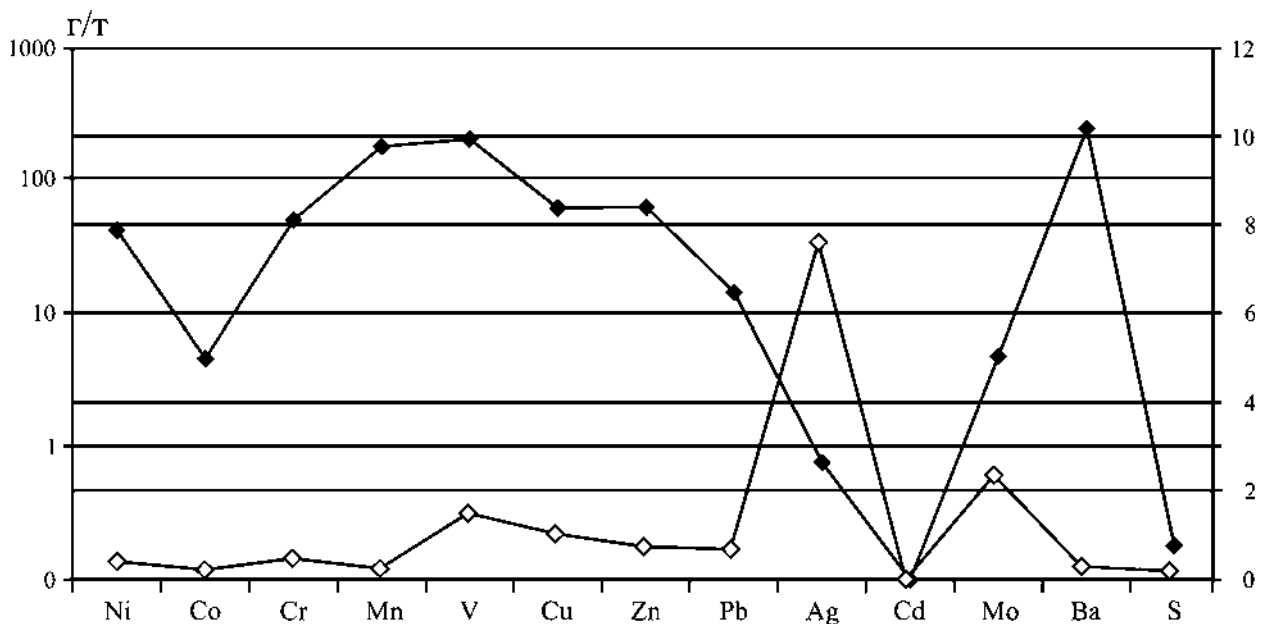


Рис. 4.10. Среднее содержание малых элементов в кремнисто-углеродистых отложениях булатовской толщи (левая шкала) (1). Коэффициенты концентрации малых элементов по отношению к средним содержаниям в глинах и глинистых сланцах (правая шкала) (2), [Виноградов, 1962]

водоёма отмечается для южной и северной его частей, относительно центральной.

4.1.1.3 Рудоносность углеродистых отложений

В пределах Арамильско-Сухтелинского синклинория известна лишь серия мелких месторождений и рудопоявлений золота, фосфоритов, редких металлов, а также ряд геохимических аномалий.

Фосфориты. В процессе изучения структурно-геологических и металлогенических особенностей черносланцевых отложений рассматриваемой территории В.Ф. Турбановым [1988ф] было выявлено три проявления фосфоритов: Новокумлякское, Половинкинское и Никольское. Все они представляют собой коренные выходы углеродисто-кремнистых сланцев, содержащих обломковидные (желвакоподобные) образования фосфоритов. На тёмном фоне вмещающих пород они чётко выделяются чёрным цветом за счет резких границ. Средний размер фосфоритовых образований составляет 3–5 см, редко до 10–15 см, их доля в породе варьирует в пределах 2–50% объёма. В приповерхностных условиях, при интенсивном выщелачивании, на месте фосфоритов остаётся “остов”, имеющий ячеистую структуру, обусловленную разноориентированной сетью кварцевых прожилков. Содержание P_2O_5 в углеродистых сланцах колеблется от десятых долей процента в выщелоченных участках до 2–3% в неизменённых. Силикатный анализ зеленовато-голубоватого радиально-лучистого минерала, образующего сеть прожилков в эндоконтактной части даек габбро и диабазов, позволил отнести его предположительно к вавеллиту. Микронзондовый анализ, проведённый нами, подтвердил это предположение: P — 14,3, Al — 18,58, O — 65,53%, что соответствует известной формуле вавеллита — $3Al_2O_3 \cdot 2P_2O_5 \cdot 13H_2O$. Проявления фосфорита в дальнейшем изучены не были и их масштабы не ясны.

Золото. Золотоносность углеродистых образований в пределах описываемой площади впервые рассматривается в отчёте Ильменогорского ГСО [Левин, Жилин, 1964ф]. Геологами этого отряда было отобрано 615 проб на пробирный анализ из

графитистых кварцитосланцев игишской и сайтовской толщ. Из них в 193 пробах обнаружено весовое содержание золота. Наиболее высокие концентрации золота (1–3 г/т) показали пробы из скважин Яроткуловского профиля. Однако контрольный анализ проб с высоким содержанием золота не подтвердил эти данные.

В дальнейшем при проведении геолого-съёмочных работ [Турбанов, 1988ф] было проанализировано более 400 проб золотоспектрометрическим методом и 30 — пробирным методом из углеродистых образований Арамильско-Сухтелинской структурно-формационной зоны, Приильменского комплекса и соседних с ними площадей (рис. 4.11).

В результате опробования для фтанитов Арамильско-Сухтелинского синклинория были получены золотоспектрометрическим методом следующие

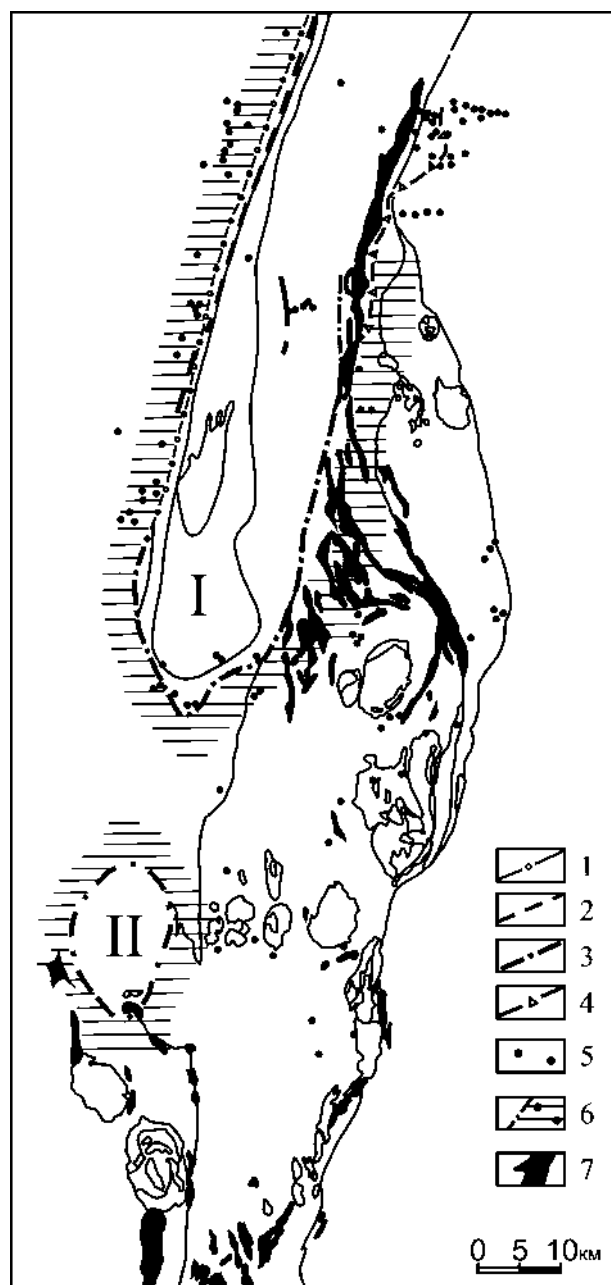


Рис. 4.11. Схема расположения зон ближайшего зеленосланцевого обрамления термальных структур, специализированных на золото [Турбанов, 1988ф]

Условные обозначения. 1–4 — границы фаций эпидот-амфиболитовой и зелёных сланцев по: 1 — Б.М. Роненсон [1980ф], 2 — В.Н. Юрецкий и др. [1982ф], 3 — В.Ф. Турбанов, по материалам петрографических исследований [1988ф], 4 — В.Ф. Турбанов, по данным термографических исследований [1988ф]; 5 — пункты с весовыми содержаниями золота по материалам предшественников; 6 — зона ближайшего зеленосланцевого обрамления, специализированная на золото; 7 — ультрабазиты. I — Ильменогорско-Сысертский блок, II — Ларинский купол

средние содержания золота: в районе д. Булатово — 0,01 г/т, для осветлённых и тёмно-серых сланцев из карьера у д. Краснокаменка — 0,011 и 0,008 г/т соответственно, для углеродистых отложений в 2 км Ю-В от д. Половинки — 0,015 г/т осветлённые и 0,006 г/т тёмно-серые. В кварцитах Ильменогорско-Сысертского блока в окрестностях хребта Игиш содержания золота составили 0,005 г/т, около д. Верхние Караси — 0,006 г/т.

Более подробно следует остановиться на рассмотрении углеродисто-кремнистых сланцев, вскрытых в карьере у д. Половинки. В западной части карьера они тёмно-серые, в центральной и восточной частях — серые, светло-серые до белых. В центральной и восточной частях карьера вскрыты кварц-бурожелезняковые жилы мощностью до 20 см. Бурые железняки пористые, с многочисленными пустотами выщелачивания, возможно, образовались за счёт окисления сульфидов. По всем разновидностям пород были отобраны пробы на пробирный анализ [Турбанов и др., 1988ф].

Получены следующие содержания: углеродисто-кремнистые сланцы тёмно-серые — 0,1 г/т, осветлённые серые и светло-серые кремнистые сланцы — 0,33 г/т, светло-серые до белых кремнистые сланцы — 0,1 г/т, кварц-бурожелезняковые образования — 0,116 г/т, осветлённые ожелезнённые сланцы вблизи кварц-бурожелезняковых жил — 0,17 г/т.

В осветлённых гидротермально проработанных сланцах содержания золота больше, чем в тёмных неизменённых. Эта же закономерность прослеживается в данных по всем выборкам. В связи с этим осветление сланцев может служить поисковым признаком на золото.

В ходе проведения последней геологической съёмки м-ба 1:200 000 [Моисеев и др., 2002ф; Петров и др., 2002ф] (см. рис. 4.2) нами совместно с сотрудниками ОАО “Челябинскгеосъёмка” были проанализированы черносланцевые отложения из различных структурно-формационных зон. Анализ данных по золоту неизменённых и слабоизменённых отложений (пробы анализировались нейтронно-активационным методом в ГЕОХИ, г. Москва) позволил нам выявить фоновые (первоначальные) содержания золота в пределах рассматриваемой территории. Из полученных данных (табл. 4.4, 4.5) были подсчитаны средние содержания, они составили: для отложений Арамилско-Сухтелинского синклиория 0,005 г/т, что согласуется с кларковыми содержаниями, а для кварцитов Ильменогорско-Сысертского блока (исключая обр. Ис-42/266 из табл. 4.4) — 0,015 г/т, что приближается к аномальным значениям.

Известно [Коробейников, 1985], что на начальных стадиях метаморфизма золото не теряет своей связи с органическим веществом. С повышением степени метаморфизма оно переходит в сульфидные

минералы (пирит, арсенопирит и др.), а с распадом сульфидов переходит в самородное состояние.

Таблица 4.4

Содержание Au в слабоизменённых черносланцевых отложениях Миасской площади (ГЕОХИ, нейтронно-активационный анализ)

№№ п/п	№№ пробы	Au, г/т
1	1353-1	0,01
2	2053	0,017
3	2138-11	0,014
4	2312-1	0,001
5	2362-1	0,004
6	2363-2	0,04
7	2373-3	0,004
8	2373-22	0,009
9	2373-25	0,006
10	2402	0,01
11	2405	0,011
12	2406	0,009
13	2406-5	0,007
14	2408	0,008
15	2411	0,011
16	2419-3	0,003
17	2420	0,014
18	2448	0,009
19	7246-1	0,015
20	7357	0,016
21	Ми-98-12	0,007
22	Ми-98-3	0,006
23	2413	0,008
24	2424-4	0,008
25	2433	0,005
26	2438-1	0,011
27	2438-2	0,009
28	2447	0,009
29	2457	0,008
30	7214	0,01
31	476-1	0,008
32	Ис-42/162	0,028
33	Ис-42/168	0,014
34	Ис-42/255	0,063
35	Ис-42/266	0,782
36	Ис-42/292	0,004
37	Ис-42/320	0,017

Примечания: номера 1–23 — углеродистые и углеродисто-глинистые сланцы Арамилско-Сухтелинского синклиория: 1 — д. Непряхино; 2, 22 — д. Куянбаево; 3 — с. Кулуево; 4 — карьер Грязный лог южнее Соболевской заимки; 5 — д. Байгазино; 6 — с. Ларино; 7–9, 12–15 — д. Уштаганка; 10, 11 — д. Крыжановка; 16, 17 — д. Малково; 18 — д. Верх. Караси; 19 — д. Мельниково; 21–23 — д. Тимир. 24–37 — углеродистые кварциты Ильменогорско-Сысертского блока: 24 — южнее оз. Чебаркуль; 25 — пос. Саитово; 26–28 — оз. Теренкуль; 29 — д. Халитово; 30 — между Уфимским трактом и с. Черновское; 31 — оз. Бол. Миассово; 32–37 — с. Кундравы (скв. № 42).

Таблица 4.5

Содержание благородных металлов в слабоизменённых черносланцевых отложениях Миасской площади (ГЕОХИ, нейтронно-активационный анализ)

№№ п/п	№№ проб	Au, г/т	Ag, г/т	Pt, мг/т	Os, мг/т	Ir, мг/т	Ru, мг/т
1	Ми-98-3	0,007	0,064	1,20	0,16	0,20	1,02
2	Ми-98-12	0,001	0,001	0,22	0,02	0,02	0,31
3	Ми-98-25	0,001	0,002	0,21	< 0,01	0,01	0,09
4	Ми-98-47	0,004	0,125	0,90	< 0,02	0,05	7,33
5	Ми-98-97	0,005	0,033	0,29	0,18	0,34	9,21
6	Ми-98-105	0,001	0,018	0,14	0,02	0,02	0,52
7	Ми-98-42/210	0,002	0,056	0,25	0,03	0,05	3,27
8	Ми-98-42/161	0,002	0,045	0,52	0,05	0,06	0,59

Примечания: номера 1–4 — углеродистые и углеродисто-глинистые сланцы Арамильско-Сухтелинского синклиория; 1, 2, 3 — карьер около д. Тимир; 4 — южнее д. Сарафаново. 5–8 — углеродистые кварциты Ильменогорско-Сысертского блока; 5, 6 — к югу от пос. Ларино; 7–8 — с. Кундравы (скв. № 42).

Нами был проведён в ИГЕМ РАН (г. Москва) ряд анализов сульфидизированных черносланцевых отложений Арамильско-Сухтелинского синклиория и Ильменогорско-Сысертского блока химико-спектральным методом (см. табл. 4.4, обр. Ис-42/266; табл. 4.6).

Все содержания золота в этих образцах явно выше, чем в обычных (неизменённых) черносланцевых отложениях (среднее содержание составляет 0,027 г/т, а в наиболее обогащённых пиритом интервалах достигает 0,78 г/т — обр. Ис-42/266).

Основываясь на этом, можно прогнозировать аналогичную зону в обрамлении Ларинского гнейсового купола (см. рис. 4.11; рис. 4.12). Уже первые результаты анализа сульфидизированных углеродсодержащих отложений восточного обрамления Ларинского купола на золото (табл. 4.7) показали

очень высокие его содержания. Так, среднее содержание золота составляет 0,58 г/т, а отдельные определения достигают 3,6 и 4,9 г/т, что подтверждает правильность высказанных выше положений и позволяет рекомендовать эти территории для дальнейших поисковых работ на золото и элементы группы платины.

В пределах Пластовской площади (лист N-41-ХIII) содержания золота в углеродистых отложениях, по данным наших работ 2000–2002 гг. (первые 12 проб), в среднем составляли 0,15 г/т (максимальные до 0,34 г/т) (табл. 4.8).

В полевой сезон 2003 г. нами была продолжена работа по изучению обрамления Ларинского купола. В частности, на некоторых участках проведено детальное картирование, а также выполнены 20 анализов на благородные металлы (табл. 4.9).

Таблица 4.6

Содержание благородных металлов в сульфидизированных чёрных сланцах игишской толщи (Миасская площадь) (ИГЕМ, химико-спектральный метод)

№№ п/п	№№ пробы	Pt, г/т	Pd, г/т	Rh, г/т	Ir, г/т	Ru, г/т	Au, г/т	Ag, г/т
1	Ми-98-42/152	0,09	0,11	< 0,02	< 0,05	< 0,02	0,04	2,7
2	Ми-98-42/230	0,07	0,03	< 0,02	< 0,05	< 0,02	0,03	0,9
3	Ми-98-42/106	0,06	0,04	< 0,02	< 0,05	< 0,02	0,05	2,7
4	Ми-98-42/188	0,04	0,09	< 0,02	< 0,05	< 0,02	0,02	1,1
5	Ми-98-42/204	0,04	0,06	< 0,02	< 0,05	< 0,02	0,03	1,7
6	Ми-98-42/227	0,09	0,14	< 0,02	< 0,05	< 0,02	0,05	1,5
7	Ми-98-42/243	0,03	0,06	< 0,02	< 0,05	< 0,02	0,02	2,7
8	Ми-98-42/250	0,04	0,02	< 0,02	< 0,05	< 0,02	0,07	1,1
9	Ми-98-42/258	0,04	0,05	< 0,02	< 0,05	< 0,02	0,02	2,3
10	Ми-98-42/264	0,04	0,05	< 0,02	< 0,05	< 0,02	0,03	0,4
11	Ми-98-42/274	0,07	0,08	< 0,02	< 0,05	< 0,02	0,03	1,9
12	Ми-98-42/282	0,02	0,04	< 0,02	< 0,05	< 0,02	0,05	3,6
13	Ми-98-42/297	0,02	0,02	< 0,02	< 0,05	< 0,02	0,02	1,1
14	Ми-98-42/302	0,05	0,08	< 0,02	< 0,05	< 0,02	0,03	1,9
15	Ми-98-42/308	0,04	0,04	< 0,02	< 0,05	< 0,02	0,02	0,9

Примечание: все анализы сделаны из черносланцевых отложений, обнаженных около с. Кундравы (скв. № 42).

Рис. 4.12. Схематическая геологическая карта обрамления Ларинского купола, составлена авторами по данным А.В. Моисеева и др. [2002ф]

Условные обозначения: 1, 2 — сайтовская толща: 1 — верхняя подтолща, кварциты гранатые, мусковитовые, графитистые, 2 — нижняя подтолща, гнейсы, биотитовые и амфибол-биотитовые плагиосланцы; 3 — шеметовская толща, афировые и мелкопорфировые базальты; 4 — булатовская толща, углеродистые сланцы и алевролиты; 5 — копаловская толща, кремнистые алевролиты, прослои яшм и туфы кислого состава; 6 — краснокаменная толща, трахибазальты и их туфы, вулканомиктовые песчаники и алевролиты; 7 — каганский комплекс, тремолитовые и тальк-карбонатные породы; 8 — куликовский комплекс, серпентиниты аподунитовые, апогарцбургитовые; 9 — большаковский комплекс, габбро, габбро-диабазы; 10 — краснокаменный комплекс, сиениты, кварцевые монцодиориты; 11 — неплюевский комплекс, граниты; 12 — еланчиковский комплекс, граниты мусковитовые с гранатом, гранито-гнейсы; 13 — степнинский комплекс, граниты

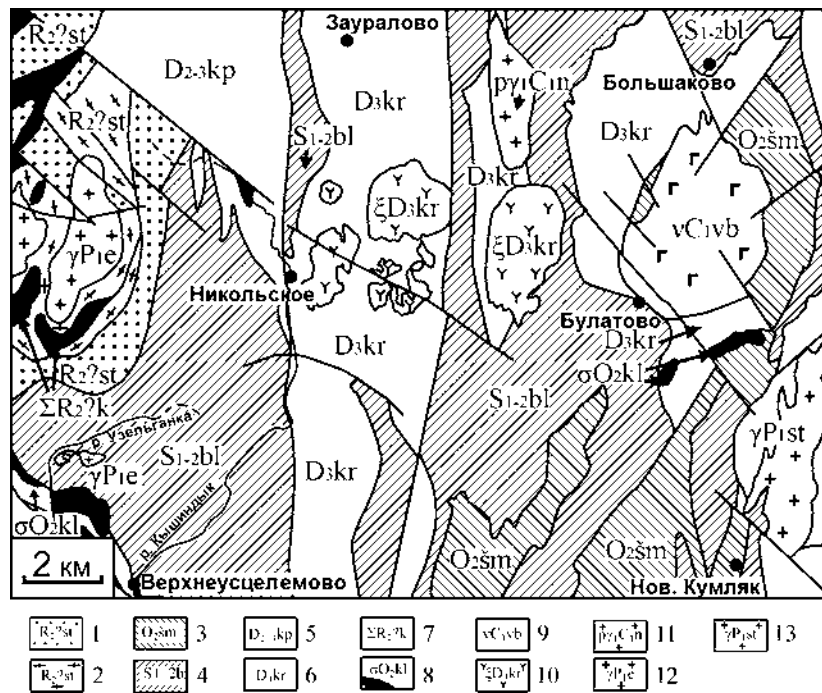


Таблица 4.7

Результаты пробирного анализа сульфидизированных черносланцевых отложений восточного обрамления Ларинского купола (Пластовская площадь)

№№ п/п	№№ проб	Au, г/т	Ag, г/т	Название породы
1	9279-1	0,7	0,3	Углеродисто-хлоритовый сланец
2	9279-5	0,27	1,3	Углеродисто-хлоритовый сланец
3	9279-8	0,21	1,2	Углеродисто-хлоритовый сланец
4	9279-10	0,3	0,1	Углеродисто-хлоритовый сланец
5	9279-16	0,18	0,7	Углеродисто-хлоритовый сланец
6	9280	3,6	0,1	Углеродисто-хлоритовый сланец
7	9280-1	0,34	1,4	Углеродисто-хлоритовый сланец
8	9280-2	0,2	0,9	Углеродисто-хлоритовый сланец
9	9281	4,9	0,9	Углеродисто-амфибол-хлоритовый сланец
10	9281-1	0,21	1,3	Углеродисто-хлорит-серицитовый сланец
11	9281-2	0,2	1	Углеродисто-хлоритовый сланец
12	9285	0,1	0,01	Кварц-серицитовый сланец (порфиرويد)
13	9285-2	0,5	0,6	Кварц-серицитовый сланец (порфиرويد)
14	9285-3	0,1	0,3	Кварц-серицитовый сланец (порфиرويد)
15	9285-4	0,4	0,2	Кварц-серицитовый сланец (порфиرويد)
16	9286	0,3	1,2	Кварц-серицитовый сланец
17	9287	0,1	0,3	Кварц-серицитовый сланец
18	294	0,24	0,6	Углеродисто-кремнистый сланец
19	294-1	0,26	1,1	Углеродисто-кремнистый сланец
20	294-2	0,05	0,8	Углеродисто-кремнистый сланец
21	294-3	0,06	0,8	Углеродисто-кремнистый сланец
22	294-4	0,03	0,6	Углеродисто-кремнистый сланец
23	5401-1	0,1	0,01	Углеродисто-серицит-кремнистый сланец

Примечание: анализы выполнены в химической лаборатории ФГУПП “Челябинскеосъёмка”.

Таблица 4.8

**Содержание благородных металлов в изменённых углеродистых отложениях
Арамильско-Сухтелинского синклинория (Пластовская площадь)**

№№ п/п	№№ проб	Pt, г/т	Pd, г/т	Rh, г/т	Ir, г/т	Ru, г/т	Au, г/т
1	Пл-11070	—	0,02	—	—	—	0,18
2	Пл-176/1	0,03	0,03	—	—	—	0,19
3	Пл-227	—	0,02	—	—	—	0,18
4	Пл-2715	0,02	0,02	—	—	—	0,34
5	Пл-5402-3	—	0,01	—	—	—	0,10
6	Пл-5400-1	0,02	0,07	—	—	—	0,07
7	Пл-9057-1	—	0,06	—	—	—	0,09
8	Пл-185	—	0,03	—	—	—	0,13
9	Пл-257	—	0,02	—	—	—	0,05
10	Пл-5/5	0,03	0,05	—	—	—	н/опр.
11	Пл-5/6	—	0,01	—	—	—	н/опр.
12	Пл-5/7	—	0,02	—	—	—	н/опр.
13	Виш-1	—	—	н/опр.	н/опр.	н/опр.	0,52
14	Виш-2	—	—	н/опр.	н/опр.	н/опр.	0,29
15	Кид-5	—	—	н/опр.	н/опр.	н/опр.	0,51
16	МС-1/2	—	—	н/опр.	н/опр.	н/опр.	0,54
17	ЛР-10	—	—	н/опр.	н/опр.	н/опр.	0,54
18	УВ-1/2	—	—	н/опр.	н/опр.	н/опр.	0,30
19	УВ-3/2	—	—	н/опр.	н/опр.	н/опр.	0,64
20	УВ-3/3	—	—	н/опр.	н/опр.	н/опр.	0,59
21	УВ-4/2	—	—	н/опр.	н/опр.	н/опр.	0,55
22	УВ-5/2	—	—	н/опр.	н/опр.	н/опр.	0,53
23	Ник-7/2	—	—	н/опр.	н/опр.	н/опр.	0,87
24	Ник-7/3	—	—	н/опр.	н/опр.	н/опр.	0,55
25	Ник-7/4	—	—	н/опр.	н/опр.	н/опр.	0,47
26	Ник-9/2	—	—	н/опр.	н/опр.	н/опр.	0,47
27	Ник-10/1	—	—	н/опр.	н/опр.	н/опр.	0,38
28	Ник-10/2	—	—	н/опр.	н/опр.	н/опр.	0,51
29	Ник-10/4	—	—	н/опр.	н/опр.	н/опр.	0,69
30	Ник-14/2	—	—	н/опр.	н/опр.	н/опр.	0,68
31	5524-2	—	—	н/опр.	н/опр.	н/опр.	0,43
32	5529-2	—	—	н/опр.	н/опр.	н/опр.	0,42
33	5529-18	—	—	н/опр.	н/опр.	н/опр.	0,71
34	5529-52	—	—	н/опр.	н/опр.	н/опр.	0,40
35	5530-180	—	—	н/опр.	н/опр.	н/опр.	0,49

Примечания: 1 — карьер около д. Новоусцелимово; 2, 5, 6 — карьер-расчистка на северо-западе д. Никольское; 3 — разрез по правому берегу р. Бурля; 4 — в 3 км севернее пос. Лесной; 7 — в 2 км северо-восточнее д. Кумляк; 8 — расчистка в 1,5 км к северо-западу от д. Бирюковки; 9 — карьер к западу от д. Лесное; 10–12 — карьер на северной окраине пос. Восточный; 13,14 — д. Вишневка; 15 — д. Кидыш; 16–35 — обрамление Ларинского купола (высотная отметка 539,0). Анализы выполнены: 1–12 — ИГЕМ, химико-спектральный метод, 13–35 — ВИМС, рентгеноспектральный анализ с предварительной экстракцией; н/опр. — элемент не определялся; прочерк — содержания ниже чувствительности метода.

Максимальные полученные значения золота составляют 2,0 г/т (среднее значение 0,49 г/т), платины 0,05 г/т, палладия — 0,1 г/т (среднее 0,06 г/т).

В дальнейшем, в процессе геолого-съёмочных работ 2011 г. получены новые данные (см. табл. 4.8, пробы 13–35) на участках, наиболее перспективных на золото по результатам предыдущих исследований. В окварцованных и сульфидизированных углеродистых сланцах имеем содержания золота в пределах

0,29–0,87 г/т (в среднем 0,53 г/т), что является очень хорошим показателем, указывающим на перспективность территории, и в первую очередь — Никольского участка, верховьев р. Увельки, обрамления Ларинского купола.

Платиноиды. Анализ неизменённых и слабоизменённых черносланцевых отложений Арамильско-Сухтелинского синклинория (см. табл. 4.5) дал содержания платины от 0,21 до 1,2 мг/т при сред-

нем — 0,63 мг/т, для Ильменогорско-Сысертского блока — от 0,14 до 0,52 мг/т, среднее — 0,3 мг/т. Эти содержания являются геохимическим фоном по Pt для данных структурно-формационных зон.

Таблица 4.9

Содержания благородных металлов в сульфидизированных и окварцованных углеродсодержащих отложениях восточного обрамления Ларинского купола (г/т)

	Образец	Pt	Pd	Rh	Ir	Au
1	H-3/1	< 0,02	0,06	—	—	0,20
2	H-3/2	< 0,02	0,07	—	—	0,32
3	H-5/1	< 0,02	0,05	—	—	0,19
4	H-5/2	< 0,02	0,08	—	—	0,28
5	H-6/1	< 0,02	0,06	—	—	1,93
6	H-6/2	0,04	0,10	—	—	0,20
7	H-8/1	< 0,02	0,04	—	—	1,66
8	H-8/2	0,03	0,09	—	—	0,74
9	H-10/1	0,03	0,09	—	—	0,17
10	H-10/2	0,04	0,03	—	—	0,33
11	H-13/1	< 0,02	0,08	—	—	0,06
12	H-14/1	< 0,02	0,06	—	—	0,04
13	H-14/2	< 0,02	0,08	—	—	0,11
14	H-15/1	< 0,02	0,05	—	—	0,04
15	H-16/1	0,05	0,10	—	—	0,12
16	H-16/2	0,04	0,03	—	—	0,30
17	H-17/1	< 0,02	0,06	—	—	0,05
18	H-24/1	< 0,02	0,03	—	—	1,12
19	H-24/2	0,03	0,09	—	—	0,08
20	H-25/1	0,02	0,06	—	—	0,15

Примечания: образцы 3, 5, 6, 8, 10, 24, 25 отобраны у д. Никольское; 13–17 — около бывшей д. Пролетарка.

В сульфидизированных углеродсодержащих породах Ильменогорско-Сысертского блока (см. табл. 4.6) высоких содержаний платиноидов также не отмечено: Pt в пределах 0,02 — 0,09 г/т, Pd — 0,02–0,14 г/т; Rh, Ir и Ru — ниже чувствительности анализа. Аналогичные данные были получены и для Пластовской площади, где содержания платины изменя-

ются от 0,02 до 0,03 г/т, а палладия от 0,01 до 0,07 г/т при среднем 0,03 г/т (см. табл. 4.7). Наибольший интерес с точки зрения перспектив на элементы группы платины представляет, как это ранее нами отмечено для золота, обрамление Ларинского купола, хотя высоких содержаний здесь пока не отмечено (см. табл. 4.8, пробы 13–35).

Благородно-редкометальное оруденение. Известно, что все платиноидно-золоторудные месторождения в черносланцевых толщах и их метасоматитах отражаются в аномальных геохимических полях элементов-индикаторов (Au, Pt, Pd, Ag, As, Sb) и элементов-спутников (V, Mo, W и др.) [Дюдин и др., 1995]. В пределах рудно-метасоматических систем аномально эндогенные геохимические поля концентрирования этих элементов фиксируют рудосносные участки метасоматитов.

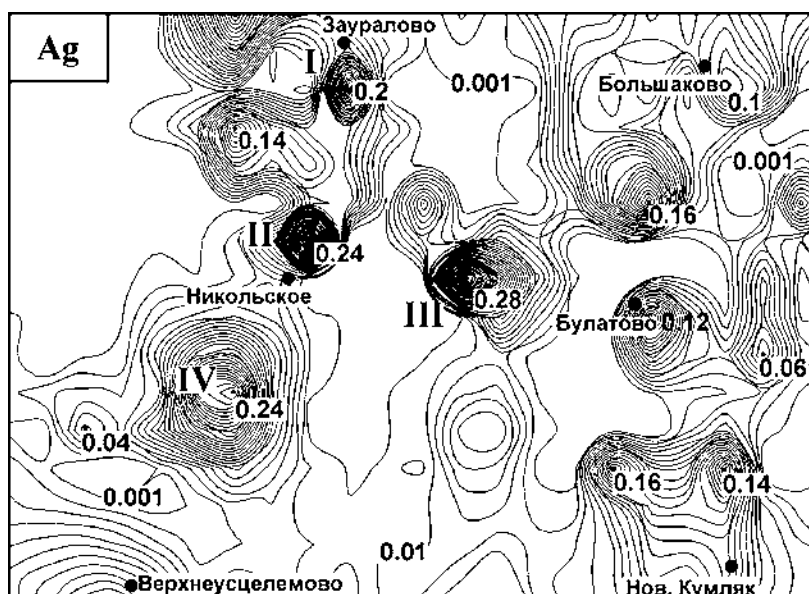
Примечательно, что месторождение Мурунтау было открыто по результатам литохимической съёмки масштаба 1:50 000 по вторичным ореолам рассеяния. Отличительной геохимической особенностью здесь является ограниченный круг главных элементов: Au, W, As [Шаякубов, 1998]. Вольфрам образует слабоконтрастные, в основном согласные, ореолы при полном совпадении максимумов с ореолами золота. Максимумы ореолов мышьяка могут быть пространственно оторваны от золоторудных тел, что следует учитывать в практике поисков.

В ходе проведения литохимической съёмки листа N-41-XIII был получен ряд геохимических аномалий (рис. 4.13–4.17), которые можно разделить на четыре группы.

Аномалия I (W, Mo, V, Ag) связана с Заураловским вольфрамо-золоторудным полем, расположенным в окрестностях д. Зауралово. Месторождение связано с зоной развития серицит-альбит-кварцевых сланцев по вулканогенным образованиям копаловской толщи, в которой располагаются шеелит-

Рис. 4.13. Карта литогеохимических аномалий для Ag (первичные данные ФГУП “Челябинскгеосъёмка” обработаны авторами)

Примечания: римскими цифрами I–IV указаны номера аномалий (см. в тексте); границы участков соответствуют рис. 4.12.



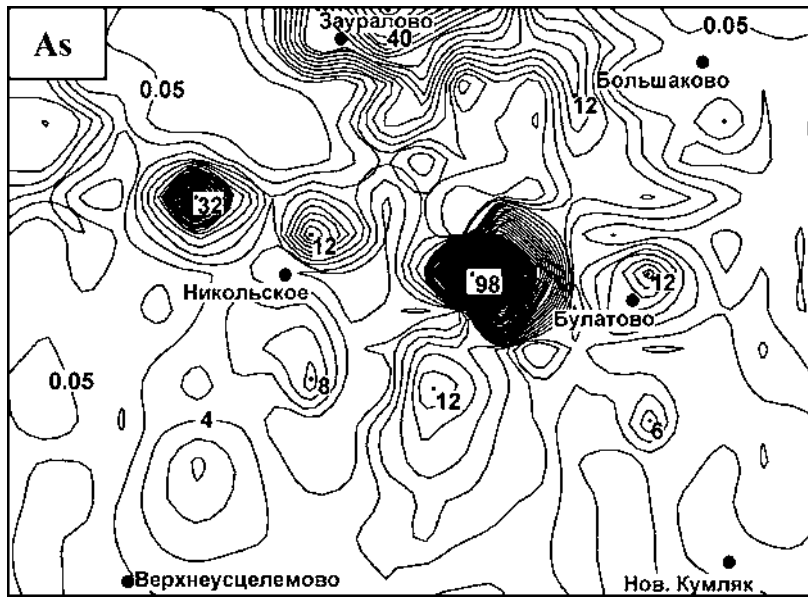


Рис. 4.14. Карта литогеохимических аномалий для As (первичные данные ФГУП "Челябинскгеосъёмка" обработаны авторами)

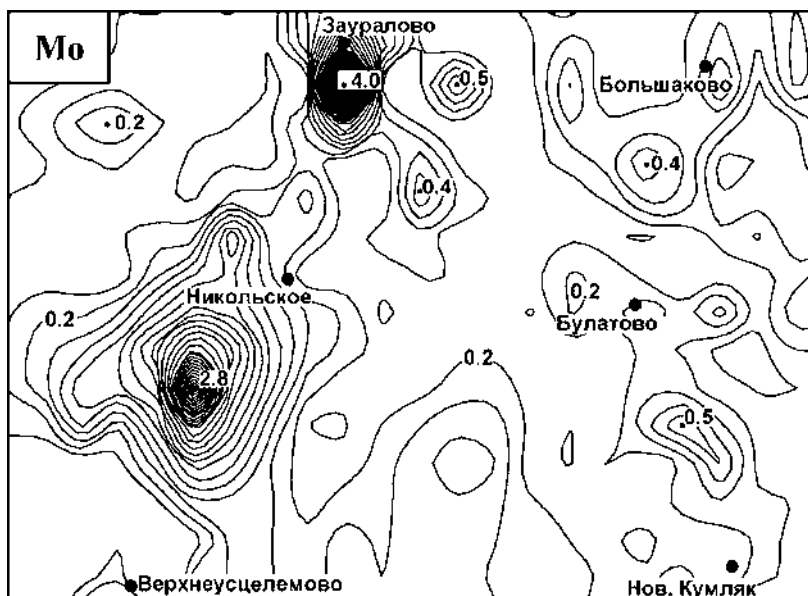


Рис. 4.15. Карта литогеохимических аномалий для Mo (первичные данные ФГУП "Челябинскгеосъёмка" обработаны авторами)

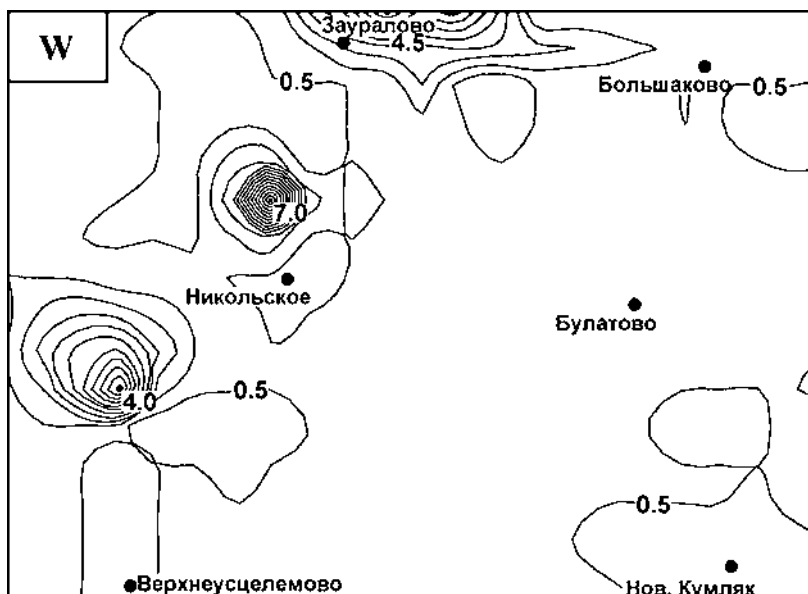
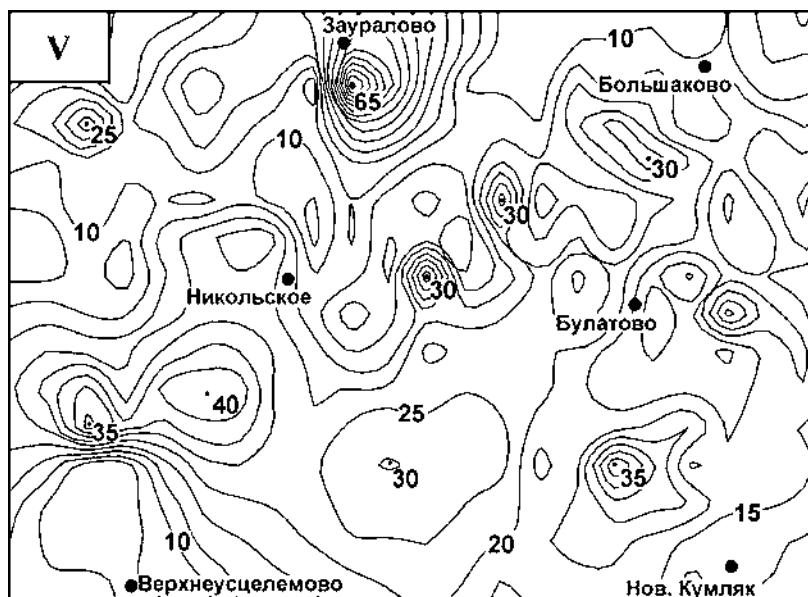


Рис. 4.16. Карта литогеохимических аномалий для W (первичные данные ФГУП "Челябинскгеосъёмка" обработаны авторами)

Рис. 4.17. Карта литогеохимических аномалий для V (первичные данные ФГУГП “Челябинскгеосъемка” обработаны авторами)



золотоносные кварцевые жилы. Месторождение частично отработано, перспектива связывается с разведкой флангов и на глубину.

Аномалия II (As, Ag) связана с Никольским проявлением золота (1 км на восток от д. Никольское), которое расположено в зоне развития углеродистых отложений булатовской толщи и серицит-альбит-кварцевых сланцев по вулканогенным породам краснокаменной толщи. Проявление представлено минерализованной сульфидами кварцевой жилой мощностью 0,2–1,2 м. Содержания золота — 0,4–1,8 г/т, серебра — 15–55 г/т. Самостоятельного промышленного значения не имеет.

Аномалия III (As, Ag). Контрастная аномалия этих элементов связана с Соколовским проявлением золота, приуроченным к порфирирам андезито-базальтового, базальтового состава и их туфам краснокаменной и углеродистым отложениям булатовской толщ, представленным сульфидизированной кварцевой жилой мощностью 0,2–1 м, с многочисленными прожилками. Жила золотоносна, распределение золота неравномерное, содержания от 0,4 до 29 г/т. На флангах и на глубине не разведана.

Аномалия IV (Ag, As, V, Mo, W) связана с Масловско-Беловским золоторудным узлом. Его границы совпадают с границами северной части Сухтелинской эрозионно-структурной депрессии, в пределах которой развиты меловые, палеогеновые, неогеновые и четвертичные отложения с приуроченными к ним многочисленными россыпями золота (долины рек Узельганки и Кышиндык). Для этого района характерно широкое развитие бурожелезняковых образований, связанных с породами булатовской толщи и содержащих повышенные содержания золота, серебра, цинка, меди, вольфрама, мышьяка и молибдена. Наличие россыпного золота, крупных аномалий вышеуказанных элементов делает этот узел весьма перспективным на выявление редкометального оруденения и золота.

Однако проведенное нами изучение углеродистых отложений на W и Mo в пределах преимущественно II и IV аномалий (район Никольского проявления и Масловско-Беловского рудного узла) (табл. 4.10) пока не дало положительных результатов. Все содержания W и Mo строго укладываются в кларковые значения, соответственно 1,0–2,3 г/т и 1,0–2,2 г/т. Учитывая небольшой объем проана-

лизированной выборки (15 проб), работы должны быть продолжены.

Общий анализ имеющихся материалов по рассматриваемой территории показывает, что благороднометальное оруденение приурочено к кварцевым и кварц-сульфидным жилам, образующим линейные кварцево-жилыные поля или штокверковые зоны, локализованные в вулканогенно-осадочных породах.

Таблица 4.10
Содержания W и Mo (г/т)
в сульфидизированных и окварцованных углеродистых породах восточного обрамления Ларинского купола (Пластовская площадь)

№№ п/п	№№ образцов	Mo	W
1	5522	1,4	1,8
2	5524,2	1,4	2,2
3	ЛР-12	1,1	1,0
4	ЛР-15	1,0	< 0,1
5	ЛР-8	< 0,1	< 0,1
6	МС-11	1,6	< 0,1
7	МС-5	1,9	< 0,1
8	МС-7	1,7	< 0,1
9	МС-8/1	1,3	1,2
10	Ник-12/1	1,9	1,5
11	Ник-7/3	1,1	1,3
12	Ник-7/4	1,3	< 0,1
13	Ник-8	2,2	2,3
14	Ув-1/1	1,1	< 0,1
15	Ув-1/2	< 0,1	< 0,1

Примечание: анализ выполнен в АСИЦ ВИМС рентгеноспектральным флуоресцентным методом.

Таким образом, обрамление Ларинского купола, насыщенное магматическими породами различного состава и возраста, а также в значительной

мере представленное углеродистыми отложениями, является первоочередным объектом для проведения поисковых работ на благородно- и редкометальное оруденение. Наиболее перспективным в его пределах следует считать верховье р. Узельганки, где отмечена крупная комплексная аномалия и можно предположить наличие коренных проявлений золота.

4.1.2. Амурская синклиналь

4.1.2.1. Геологическое строение углеродистых отложений

Большой интерес представляет рассмотрение рудоносности девонских углеродистых отложений в пределах Амурского рудного района, расположенного на стыке Восточно-Уральского поднятия и Магнитогорского мегасинклинория на южном продолжении Арамильско-Сухтелинского синклинория на широте Суундукского гранитного массива. Образования черносланцевой формации широко представлены здесь в составе флишоидной терригенно-осадочной толщи.

В структурном отношении рассматриваемая территория представляется в виде брахиантиклинальной складки, осложняющей крыло Амурской синклинали, полого погружающейся к северу и раскрывающейся на юге (рис. 4.18).

В геологическом разрезе выделяются три толщи (снизу вверх): моласоидная (D_{1-2}), терригенно-осадочная — флишоидная (D_{2-3}) и вулканогенная (D_3-C_1).

Отложения **моласоидной толщи** вскрывались глубокими скважинами, пройденными в восточной части площади месторождения. Они представлены переслаивающимися кварцитами и кварц-полевошпатовыми породами, образованными по аркозовым песчаникам и катаклазированным гранитам, внедрившимся в виде инъекций по слоистости пород. Отчётливо выражена слоистость пород, имеющая пологое падение под углом $15-20^\circ$. Верхний контакт толщи по керну отчётливый без видимого несогласия и признаков тектонических нарушений.

Отложения **терригенно-осадочной** (флишоидной) **толщи**, вмещающей Амурское стратиформное месторождение, развиты в центральной части участка, где прослежены в виде меридионально вытянутой полосы, расширяющейся в южном направлении. Они представлены ритмично переслаивающимися алевролитами, глинистыми, углеродисто-глинистыми, кремнисто-глинистыми, известково-глинистыми, биотитовыми и кварц-полевошпат-биотитовыми сланцами и известняками. По находкам амфибор толща датируется не моложе позднефранского времени [Прокин и др., 1985].

Находки криноидей в рудовмещающей углеродисто-терригенной толще, сделанные О.В. Артюш-

ковой и др. [2007], позволили отнести её к силуру — среднему девону. По аналогии с более северными районами возраст толщи принимается средне-позднедевонским (?). Общая мощность вскрытых отложений около 850 м. В составе флишоидной толщи Т.В. Смирновой [1979ф] выделяется две крупных пачки: 1) нижняя, включающая второй рудный горизонт; 2) верхняя углеродисто-глинисто-карбонатная пачка, к которой приурочены залежи цинково-серноколчеданных руд верхнего основного рудоносного горизонта.

Нижняя пачка включает в себя четыре ритма. В основании каждого ритма наблюдаются полевошпат-кварц-биотитовые метаморфические породы с реликтовым обломочным строением. Обломки размером 1–5 см представлены кварц-полевошпатовыми породами и погружены в полевошпат-биотитовый цемент. По мнению Т.В. Смирновой [1979ф], протолитом данных образований могли являться конгломераты. Каждый ритм венчается биотитовыми, биотит-хлоритовыми, хлоритовыми, известково-глинистыми и глинистыми сланцами, образованными, скорее всего, по вулканомиктовым песчаникам, алевролитам и аргиллитам [Смирнова, Юшков, 1979ф].

В первых двух нижних ритмах кварц-полевошпат-слюдястые породы основания сменяются биотитовыми и кварц-слюдястыми сланцами по алевролитам. Сланцы имеют серовато-зеленоватый цвет и состоят из кварца, плагиоклаза, зелёного биотита, эпидота и клиноцоизита, сине-зелёного актинолита, редко в породах встречается пироксен. Состав минеральных парагенезисов отвечает зеленосланцевой фации регионального метаморфизма.

Иногда сланцы имеют реликтовую обломочную структуру и напоминают рассланцованные вулканомиктовые алевролиты. В обломках алевритовой размерности диагностируются плагиоклазы, реже — кварц. По всему объёму породы широко развит зелёный биотит, образующий две генерации зёрен. Биотит первой генерации представлен широкими короткими призмами, ориентированными поперёк или диагонально к сланцеватости породы, а мелкие удлинённые зёрна этого же минерала (биотит II) — вдоль неё. В меньших количествах в сланцах присутствуют оливково-зелёный хлорит (прохлорит), эпидот, клиноцоизит. Из аксессуарных минералов отмечаются апатит и сфен.

В верхней части третьего ритма залегают глинисто-углеродисто-известковистые и углеродисто-глинистые сланцы. Характерной чертой строения их является тонкая полосчатость, соответствующая, возможно, первоначальной слоистости. Породы сложены в различных соотношениях карбонатами (кальцит, доломит), кварцем, хлоритом, серицитом, редко встречается альбит. Сланцы в различной степени обогащены тонкодисперсным углеродистым веществом. По данным Т.В. Смирновой [1979ф],

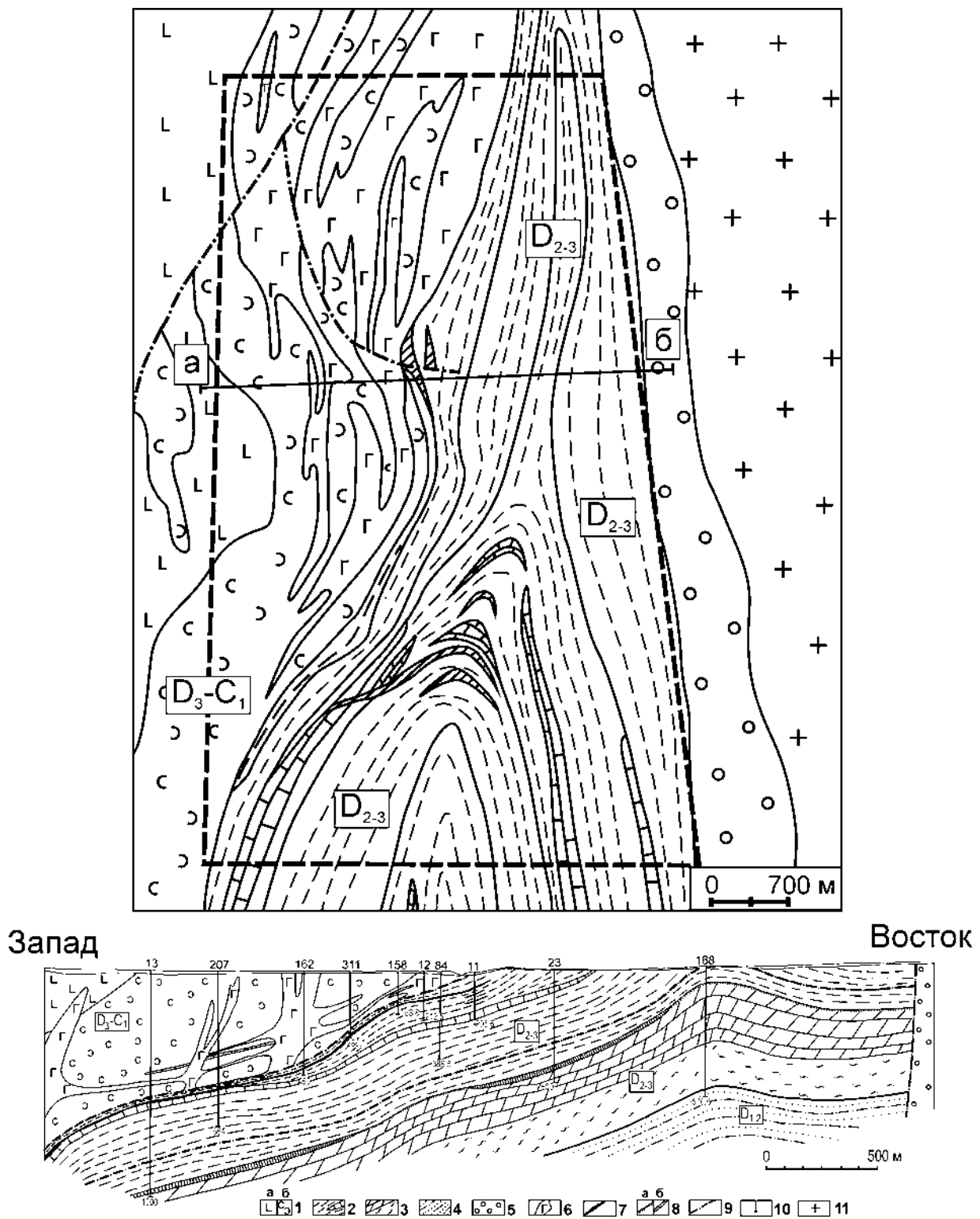


Рис. 4.18. Геологическая карта и разрез западного обрамления Суундукского гранитного массива. Составлены И.Б. Серавкиным, В.И. Сначёвым [2012] по данным [Штейнберг и др. 1976ф], с упрощениями

Условные обозначения. 1–5 — стратиграфические подразделения: 1 — вулканогенная толща (D₃–C₁): базальты и андезибазальты (а), вулканогенно-осадочные породы основного состава (б); 2 — флишoidная толща (D₂₋₃), верхняя пачка: углеродисто-глинистые, углеродисто-глинисто-известковистые сланцы и ритмиты с прослоями мраморизованных известняков; 3 — флишoidная толща (D₂₋₃), нижняя пачка: метаморфические сланцы и мраморизованные известняки; 4 — молассoidная толща (D₁₋₂): гранитизированные аркозовые песчаники; 5 — полимиктовые песчаники рымникской свиты (О); 6 — интрузивные тела высокотитанистых габброидов; 7 — рудные тела верхнего рудоносного горизонта Амурского месторождения; 8 — нижний рудоносный горизонт (а) и прогнозируемые рудные тела (б); 9 — разрывные нарушения (разломы и зоны расланцевания); 10 — некоторые скважины и их глубины; 11 — граниты Суундукского массива. Жирная пунктирная линия — геологический отвод, его границы соответствуют рис. 4.22 и 4.23

породы содержат в среднем 2,68–3,05% органического углерода.

Четвёртый (заключительный) ритм представлен чередованием биотитовых, кварц-полевошпатовых, известковистых, глинистых и кремнистых сланцев, а также мраморизованных и доломитизированных известняков. Мощность горизонта карбонатных пород достигает 100 м. Они имеют белую и светло-серую окраску, массивную текстуру. Структура пород мелко- и среднезернистая, сложены они кальцитом, доломитом и слюдястыми минералами, редко отмечаются зёрна кварца. Иногда карбонатные породы слабо рассланцованы, что подчёркивается присутствием удлинённых и уплощённых пластинок биотита, плеохроирующего от светло-жёлтого до почти чёрного цвета.

Общая мощность нижней пачки флишоидной толщи составляет около 500 м.

Верхняя пачка флишоидной толщи сложена в основном углеродисто-глинистыми сланцами с прослоями карбонатных пород. По минеральному составу они близки к аналогичным породам, описанным в нижележащей пачке. На контакте данной пачки с вышележащей вулканогенной толщей иногда отмечаются зоны дробления и рассланцевания, что, по мнению Т.В. Смирновой [1979ф], говорит о его надвиговом характере. Такие зоны часто сопровождаются линейной корой выветривания по углеродисто-глинистым сланцам. Мощность верхней пачки составляет около 350 м.

Литологический состав *сланцев* флишоидной толщи варьирует в очень широком диапазоне. Главными породообразующими минералами их являются кварц, слюды (биотит, серицит, мусковит), кальцит, полевые шпаты, хлорит и пелитоморфное углеродистое вещество. В небольших количествах в породах встречаются пирит, магнетит, титаномагнетит и минералы группы эпидота. В большинстве изученных шлифов основу сланцев составляет агрегат тонкочешуйчатых слюдястых минералов (биотита и серицита), содержание их в породах варьирует от 40 до 95%, резко снижается оно до 5–20% в карбонатизированных разностях (вплоть до исчезновения).

Ещё одним важным породообразующим минералом сланцев является кварц. Он присутствует практически во всех разновидностях в количестве от 20 до 60%, лишь в практически мономинеральных слюдястых сланцах его концентрация снижается до 1–5%. Для кальцита отмечается три диапазона содержаний в сланцах: менее 3%, 7–20% и редко 70–75%. В последнем случае сланцы имеют кварц-карбонатный состав, иногда — с примесью углеродистого вещества.

Общими для всех разновидностей сланцев являются полосчатая и сланцеватая текстуры пород, обусловленные, с одной стороны, чередованием прослоев различного цвета (состава), а с другой —

параллельным расположением листоватых и чешуйчатых минералов (слюд, хлорита и др.), образованием цепочек и линз кварца и кальцита. Прослои, обогащённые углеродистым веществом, имеют более тёмную окраску, а существенно кварцевые, карбонатные и полевошпатовые — более светлую.

Сланцы, обогащённые углеродистым веществом, в составе толщи пользуются широким распространением (рис. 4.19). Для них характерна тонкая полосчатость, выраженная в чередовании более светлых и тёмных полос, часто проявлена кавернозная текстура. В породах отмечается вкрапленность пирита, иногда образующего мономинеральные обособления небольшой мощности.

Для прослоев мономинерального кварцевого или кальцитового состава характерна гранобластовая структура (рис. 4.20), при появлении значительного количества слюдястых минералов начинает проявляться лепидогранобластовая структура. Существенно слюдястые сланцы обладают лепидобластовой и микролепидобластовой структурой в зависимости от размера слагающих их чешуек.

Размеры отдельных зёрен минералов в сланцах чаще всего варьируют в пределах от 0,01 до 0,1 мм, реже встречаются более крупные выделения плагиоклаза, кальцита и пирита (0,2–1 мм). Характерной особенностью сланцев является образование уплощённо-линзовидных обособлений более плотных мономинеральных кварцевых агрегатов, окружённых слюдястой и хлоритовой оторочкой.

Карбонатные породы. Макроскопически это однородные белые и светло-серые породы массивной (реже — такситовой) текстуры, очень редко в них проявлена слоистость. Исходные известняки перекристаллизованы с образованием мраморов, в отдельных образцах наблюдается доломитизация. Кальцит слагает от 95 до 100% объёма породы, в небольших количествах в мраморах встречаются пирит (до 1%), кварц (до 3%), мусковит (до 5%), полевые шпаты (до 1%) и кремнистый материал (до 1%). Кроме описанных выше разновидностей осадочных пород, редко встречаются кварциты и барит. **Кварциты** макроскопически имеют светло-серую окраску, массивную либо кавернозную текстуру. Под микроскопом породы характеризуются гетеробластовой структурой, они практически на 100% сложены зёрнами кварца размером от 0,03 до 0,3 мм. **Барит** макроскопически представлен массивной однородной светло-серой тонко-мелкозернистой породой, на 100% состоящей из агрегата идиоморфных зёрен таблитчатой и призматической формы размером 0,1–0,7 мм. В шлифе зёрна барита характеризуются серой интерференционной окраской и совершенной спайностью в трёх направлениях. Кроме него в шлифах встречаются единичные зёрна кальцита и кварца.

На контакте отложений терригенно-осадочной толщи с перекрывающими образованиями вулка-

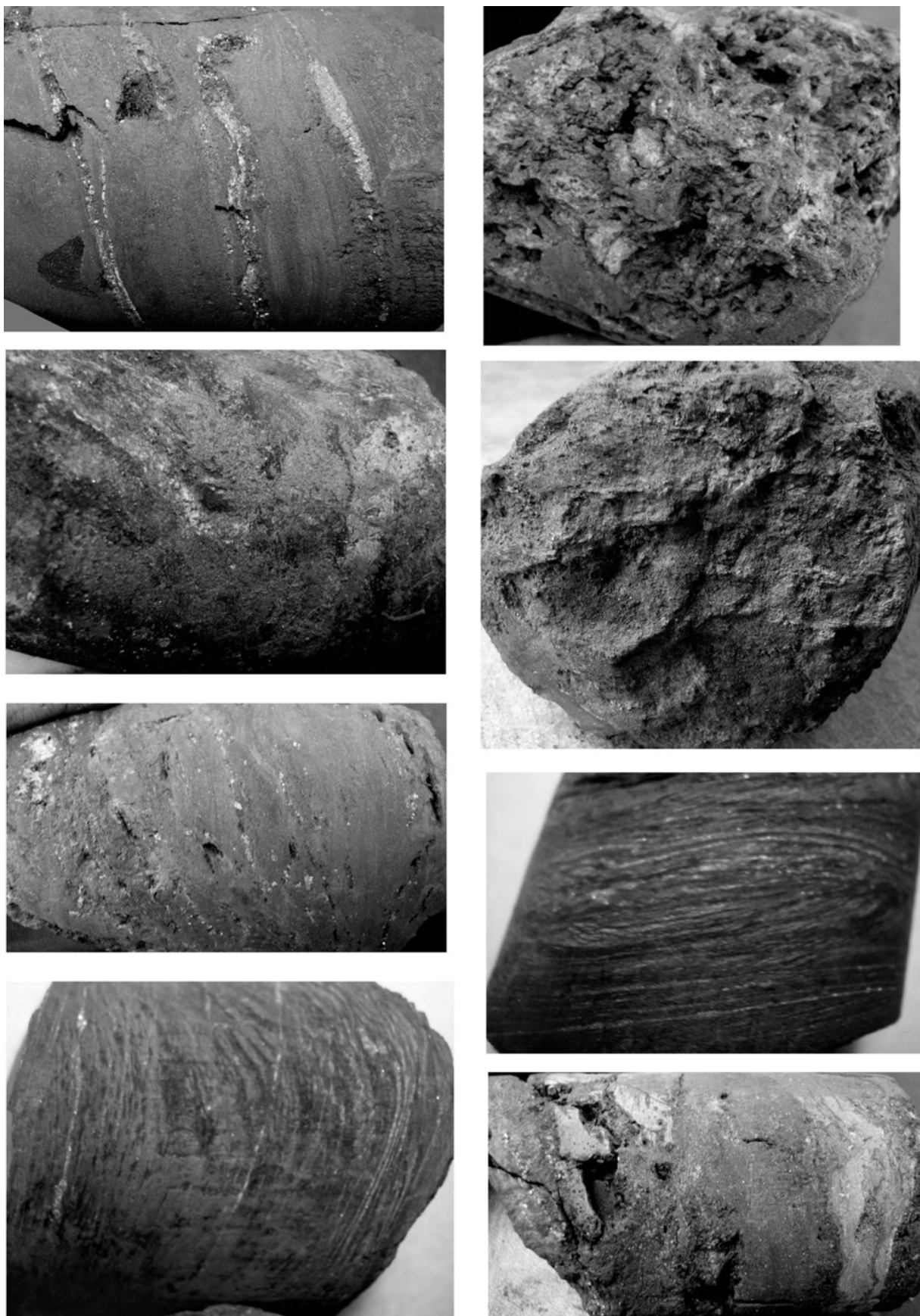


Рис. 4.19. Углеродистые сланцы рудовмещающей (флишoidной) толщи

Примечание: диаметр кернa 45 мм

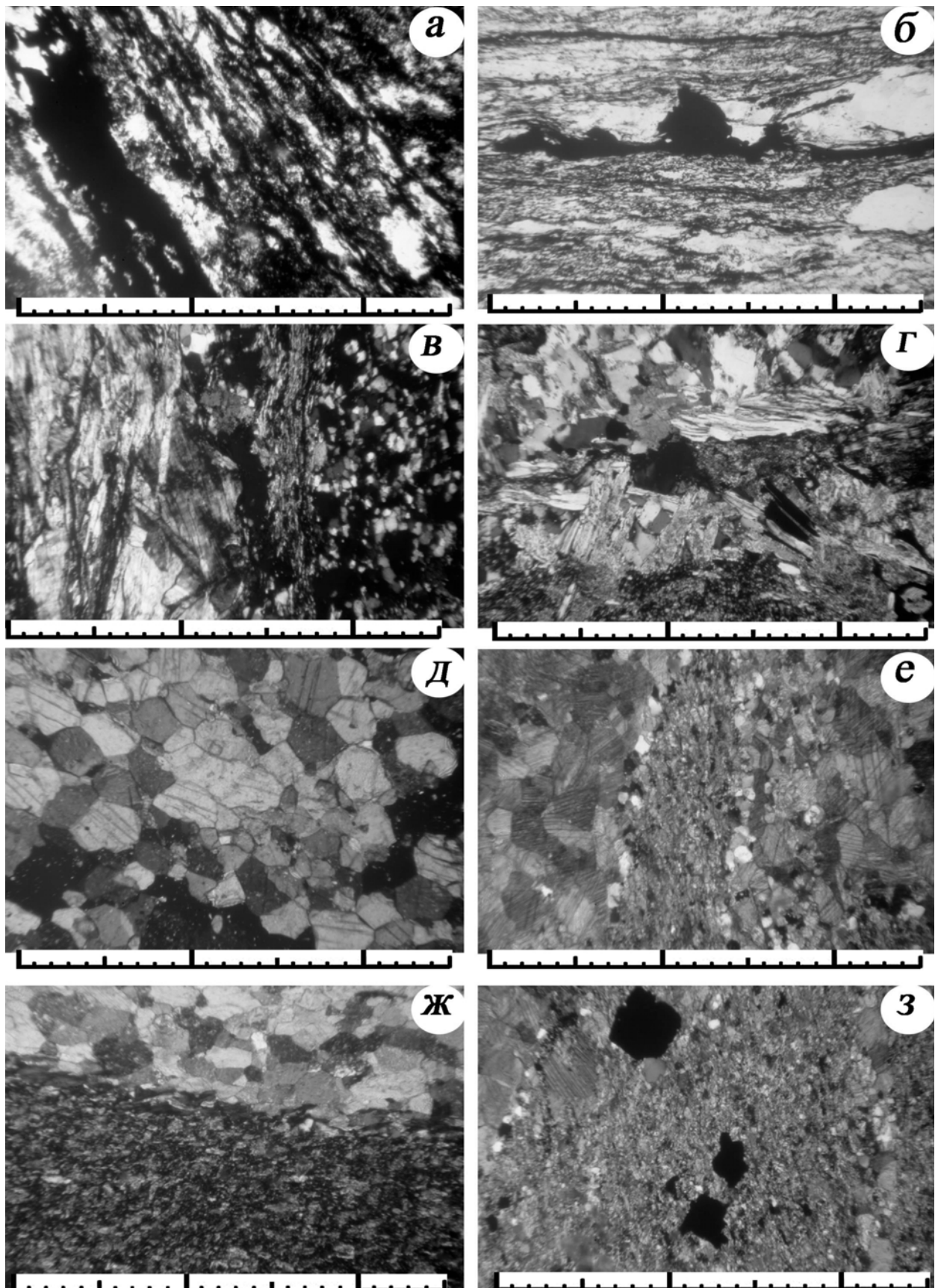


Рис. 4.20. Микроструктуры сланцев флишеидной толщи

Условные обозначения: а, б — углеродистые сланцы; в, г — слюдисто-хлорит-кварцевые сланцы; д-з — карбонатно-слюдисто-кварцевые сланцы. Длина масштабной линейки 2,5 мм, цена деления 0,1 мм; увеличение $\times 30$

ногенной толщи отмечаются довольно мощные зоны дробления и рассланцевания, что дало повод некоторым исследователям утверждать о надвиговом характере этого контакта. В то же время в других скважинах признаки тектонического контакта не отмечаются, что позволило предполагать ограниченный характер и незначительную амплитуду подвижек. Зоны дробления часто сопровождаются линейными корами выветривания, проникающими на глубины свыше 200 м.

Образования **вулканогенной толщи** развиты в основном в западной части площади месторождения, где они представлены в основании разреза мелкообломочными туфами и туффитами основного состава. Выше по разрезу размер обломочного материала увеличивается и в верхней части толщи преобладают грубообломочные ксенотуфы с мелкообломочным цементом, содержащим обломки кислых эффузивов, известняка, кремнистых и глинистых сланцев. В тонкообломочных туфах иногда отмечаются тонкие прослои осадочных пород (глинистых сланцев, алевролитов, известняков), а в грубообломочных — прослои кластолав базальтового и андезибазальтового состава.

Прорывающие терригенную и вулканогенную толщи дайки высокотитанистых габбро и габбро-диабазов ориентированы преимущественно в меридиональном и северо-восточном направлении и часто дислоцированы позднейшими тектоническими движениями. В работах различных исследователей, в зависимости от представлений о тектоническом строении района, имеются и различные взгляды о сохранности подводящих каналов дайкового комплекса. Так, по мнению некоторых исследователей [Штейнберг и др. 1976ф; Смирнов и др., 1979ф], считающих, что контакт между терригенной и вулканогенной толщами нормальный геологический, подводящие каналы даек габбро не нарушены. По другим данным [Сначёв и др., 2010₂], взаимоотношения тех же толщ тектонические, корни дайкового комплекса срезаются надвигом. Буровые и геофизические исследования фиксируют также интрузивные тела, согласно залегающие во вмещающих толщах.

Породы рудовмещающей флишоидной толщи метаморфизованы в условиях альбит-эпидот-биотитовой субфации зеленосланцевой фации с локальными проявлениями более высокотемпературной ступени метаморфизма. Чёрные слоистые алевролиты и аргиллиты превращены в кремнисто-глинистые сланцы, а граувакковые песчаники — в кварц-альбит-эпидот-биотитовые сланцы с реликтами обломочной структуры. В их составе различаются кварц, клинозоизит, плагиоклазы, хлорит, зелёный биотит, эпидот, актинолит, реликтовые зёрна уралитизированного пироксена. В породах этой толщи локально развиты гидротермально изменённые породы, слагающие секущие зоны серицитизации

и окварцевания. Чаще всего кварц-серицитовые породы отмечались в лежащем боку основного рудного тела, висячем боку эти образования не отмечались. Восточная часть района сложена позднепалеозойскими гранитами Суундукского массива [Прокин и др., 1985].

В целом Амурское месторождение можно рассматривать как стратиформный тип гидротермально-осадочных руд, формирующихся во флишоидных толщах. Главными рудными минералами являются пирит, сфалерит и пирротин, второстепенными — блёклая руда (теннантит) в ассоциации с мелкими зёрнами халькопирита и галенита. По минеральному составу и содержанию главных компонентов руды разделяются на цинковистые и медно-полиметаллические. Вторые встречены только в одной скважине. Преобладают на месторождении цинковистые руды, среди которых по текстурным особенностям выделяются сплошные и прожилково-вкрапленные. По геологическим условиям залегания и составу руд оно сходно с Фелизчайским месторождением на Кавказе. В связи с интенсивным метаморфизмом вмещающих пород в экзоконтактовой зоне позднепалеозойских гранитов палеогеографические условия рудоотложения восстановить трудно. Можно предполагать, что рудоносные толщи накапливались в депрессиях между вулканическими грядами.

4.1.2.2. Петрогеохимическая характеристика углеродистых отложений

В рассматриваемой флишоидной толще, как уже отмечалось в предыдущих разделах, выделяются две ритмически построенные пачки. Углеродистые отложения известны как в первой, так и во второй из них. Однако, если среди образований нижней (первой) пачки черносланцевые породы пользуются локальным развитием и известны лишь в верхней части третьего ритма из четырёх установленных, где они представлены углеродисто-глинистыми и глинисто-углеродисто-известковистыми сланцами, то верхняя (вторая) собственно рудовмещающая углеродисто-кремнистая пачка сложена в основном углеродисто-глинистыми и песчано-углеродисто-кремнистыми сланцами с прослоями карбонатных пород.

Материал, на котором основана данная характеристика, был получен в ходе разведки Амурского месторождения. Всего было обработано 43 силикатных и 43 нейтронно-активационных анализа наименее изменённых углеродистых сланцев, выполненных в химической лаборатории Института геологии УНЦ РАН (аналитик С.А. Ягудина) (табл. 4.11) и ЦЛАВ ГЕОХИ (зав. лаб. Г.М. Колесов).

В углеродистых сланцах Амурского месторождения содержания органического углерода составляют

Таблица 4.11

Химический состав углеродистых пород Амурского месторождения

№№ п/п	№№ образцов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ППП	Сумма
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1	AM-51/549	82,85	0,23	3,90	1,10	0,30	0,05	5,60	1,99	1,35	0,54	0,06	1,66	99,62
2	AM-101/216	67,80	0,40	11,62	4,20	2,16	0,38	1,20	0,54	1,35	3,75	0,17	6,44	99,96
3	AM-74/209	69,20	0,10	11,45	1,82	1,07	0,01	2,80	0,58	0,95	3,75	0,16	7,50	99,39
4	AM-71/426	76,10	0,33	5,23	1,90	1,50	0,01	3,60	0,88	1,00	0,60	0,69	7,02	99,86
5	AM-72/400	84,10	0,22	1,99	1,15	1,65	0,34	2,90	1,82	0,80	0,06	1,28	3,28	99,59
6	AM-78/401	83,50	0,09	4,80	1,40	0,45	0,02	5,20	0,57	0,80	1,00	0,25	1,8	99,88
7	AM-73/288	72,85	0,22	5,23	2,41	2,59	0,01	4,40	1,53	1,00	0,50	0,50	8,38	99,67
8	AM-82/169	61,50	0,27	9,90	2,30	9,12	2,44	0,40	1,14	1,08	2,50	0,21	9,56	100,22
9	AM-105/261	68,10	0,40	15,63	2,45	1,15	0,01	3,20	0,28	0,60	2,00	0,04	6,64	100,5
10	AM-65/228	67,25	0,33	11,62	1,62	2,87	0,23	2,80	0,85	1,35	5,00	0,45	5,56	99,93
11	AM-81/289	62,90	0,41	17,81	3,90	2,58	0,10	3,80	1,84	0,58	5,28	0,20	6,4	99,8
12	AM-99/179	69,30	0,27	9,90	1,10	1,40	0,06	5,60	0,56	2,58	1,79	0,20	7,46	100,2
13	AM-70/459	66,10	0,44	12,27	1,84	2,16	0,10	3,40	3,12	0,80	2,50	0,06	6,96	99,75
14	AM-18/67	57,00	0,65	17,20	2,57	5,89	0,07	6,00	0,86	0,58	1,40	0,06	7,6	99,88
15	AM-15/108	64,75	0,41	12,70	3,44	2,44	0,31	6,20	1,42	0,88	0,70	0,14	6,72	100,11
16	AM-62/510	64,80	0,26	9,96	1,20	3,59	0,15	2,80	5,82	1,08	3,12	0,61	6,4	99,79
17	AM-85/345	60,60	1,03	14,99	2,55	3,95	0,09	2,60	3,69	5,45	1,25	0,35	3,02	99,57
18	AM-19/37	54,00	0,62	17,60	2,80	6,61	0,20	5,80	3,13	0,90	6,25	0,18	1,82	99,91
19	AM-52/430	65,00	0,50	11,45	1,13	2,87	0,17	3,60	5,96	0,80	1,80	0,33	6,34	99,95
20	AM-7/213	59,60	0,62	14,91	1,00	7,55	0,31	6,00	4,28	1,35	2,25	0,13	2,02	100,02
21	AM-4/48	56,15	0,74	14,16	2,10	6,52	0,43	6,40	4,26	2,00	3,12	0,31	4	100,17
22	AM-19/344	52,80	2,23	17,30	6,00	4,31	0,41	8,40	2,28	3,60	4,50	0,61	3,8	100,07
23	AM-81/329	58,00	0,58	12,92	0,62	5,08	0,08	6,60	4,26	1,21	5,00	0,11	5	99,46
24	AM-19/203	52,00	0,76	17,60	2,04	6,52	0,39	7,20	4,05	1,35	4,60	0,80	3,6	100,91
25	AM-16/192	48,80	2,35	16,83	2,46	8,84	0,11	9,40	2,28	2,20	3,12	0,71	2,42	99,52
26	AM-4/95	55,00	0,65	14,21	1,45	6,11	0,29	6,10	5,68	2,14	5,00	0,14	3,58	100,35
27	AM-15/268	46,00	2,68	17,20	3,01	9,10	0,10	9,40	2,84	2,70	4,00	1,07	1,82	99,92

Таблица 4.11 (окончание)

28	AM-63/461	60,00	0,29	8,49	1,27	3,19	0,39	5,60	6,82	0,80	3,12	0,12	9,44	99,54
29	AM-4/77	52,85	0,79	13,97	0,35	6,47	0,51	6,20	7,67	1,35	4,50	0,40	4,6	99,66
30	AM-19/76	51,10	0,33	13,33	4,03	7,47	0,22	5,40	8,52	1,35	3,75	0,10	3,88	99,42
31	AM-68/652	56,10	0,45	12,06	3,40	3,90	0,29	5,20	9,06	1,00	3,25	0,13	7,02	100,86
32	AM-9/172	51,40	0,62	14,40	0,35	6,18	0,40	8,32	7,39	0,87	5,00	0,17	5,38	100,66
33	AM-76/508	50,60	0,56	10,99	1,32	5,38	0,26	8,00	8,10	1,05	3,75	0,15	10,02	100,18
34	AM-76/494	51,00	0,56	10,99	1,62	5,34	0,24	9,40	7,67	1,04	3,78	0,12	10,06	100,79
35	AM-57/384	40,50	0,21	9,50	1,00	2,60	0,88	12,90	11,94	1,35	3,75	0,24	14,98	99,89
36	AM-60/588	57,80	0,38	9,41	1,89	2,87	0,07	4,00	11,36	1,00	2,50	0,13	8,4	99,86
37	AM-50/614	67,00	0,30	8,49	0,19	3,59	0,24	3,60	7,67	1,00	3,12	0,10	4,8	100,1
38	AM-10/318	63,80	0,07	4,00	1,00	11,50	0,24	5,00	1,42	0,88	0,68	0,29	12,14	100,02
39	AM-16/275	46,80	0,33	5,92	6,32	15,30	1,10	4,20	1,14	0,80	1,87	0,23	16,72	100,8
40	AM-50/596	57,90	0,13	4,81	1,15	1,15	0,08	1,60	16,19	1,00	2,50	0,05	12,82	99,48
41	AM-56/475	54,80	0,69	10,10	2,33	4,67	0,25	16,00	2,80	1,08	0,50	0,50	6,92	100,64
42	AM-84a/374	54,00	0,29	6,94	1,70	1,40	0,44	3,80	15,84	1,20	1,56	0,11	12,6	99,88
43	AM-68/660	49,00	0,45	9,86	1,16	3,19	0,45	6,00	18,08	1,00	2,50	0,16	14,28	100,21

Примечания: 1–7 — кремнисто-углеродистые, 8–16 — терригенно-углеродистые, 17–34 — карбонатно-углеродистые сланцы, 35–43 — доломитизированные и окварцованные породы Амурского месторождения.

от 0,56 до 3,84%, что позволяет в целом относить их к низкоуглеродистому типу [Юдович, Кетрис, 1988]. Повышенные значения CO_2 и параметра С (табл. 4.12) (среднее 10,34) для углеродистых сланцев, наличие известняков в разрезе свидетельствуют о достаточной насыщенности морской воды углекислотой, что характерно для мелководного бассейна.

Определение формационной принадлежности черносланцевых отложений Амурского месторождения основано на диаграмме А–S–С [Горбачёв, Созинов, 1985] (см. табл. 4.12, рис. 4.21).

Углеродистые отложения показывают в своём составе значительное количество терригенного материала, они большей своей частью попадают в поля терригенно-углеродистой и карбонатно-углеродистой формаций. Из общей картины распределения элементов выделяются 9 образцов, для которых отмечаются значительные содержания карбонатов ($\text{CaO} + \text{MgO}$ до 24,84%) и нарушено соотношение основных петрогенных компонентов. Подобные изменения происходят в процессе доломитизации, что не позволяет использовать анализы в дальнейших расчётах и построениях.

Основным индикатором удалённости бассейна седиментации от береговой линии является примесь терригенного материала, величину которой можно получить из анализа диаграммы А–S–С. Так, чем

левее расположены точки в пределах выделенных полей формаций (параметр S уменьшается, а содержание Al_2O_3 растёт), тем больше терригенного материала в осадках. Углеродистые отложения западного обрамления Суундукского массива занимают центральное поле на диаграмме, что указывает на большое количество терригенной примеси в их составе.

Очень важным моментом при рассмотрении параметров S и Al_2O_3 является их изменение с востока на запад и с севера на юг. Это даёт возможность оценить долю терригенной примеси в углеродистых сланцах по всей рассматриваемой площади (рис. 4.22, 4.23).

Анализ материала, представленного на рис. 4.22 и 4.23, позволяет сделать ряд следующих основных выводов:

1. Рассматриваемый участок характеризуется аномально высокими значениями параметра S и, соответственно, минимальными — алюминиевого модуля (AM), что указывает на наличие здесь в период накопления углеродистых отложений локальной депрессии, в пониженных участках которой отлагалось пирит-сфалеритовое оруденение Амурского месторождения.

2. Судя по конфигурации изолиний параметров S и Al_2O_3 , рудный материал поступал с северо-западного направления — со стороны Магнитогорского

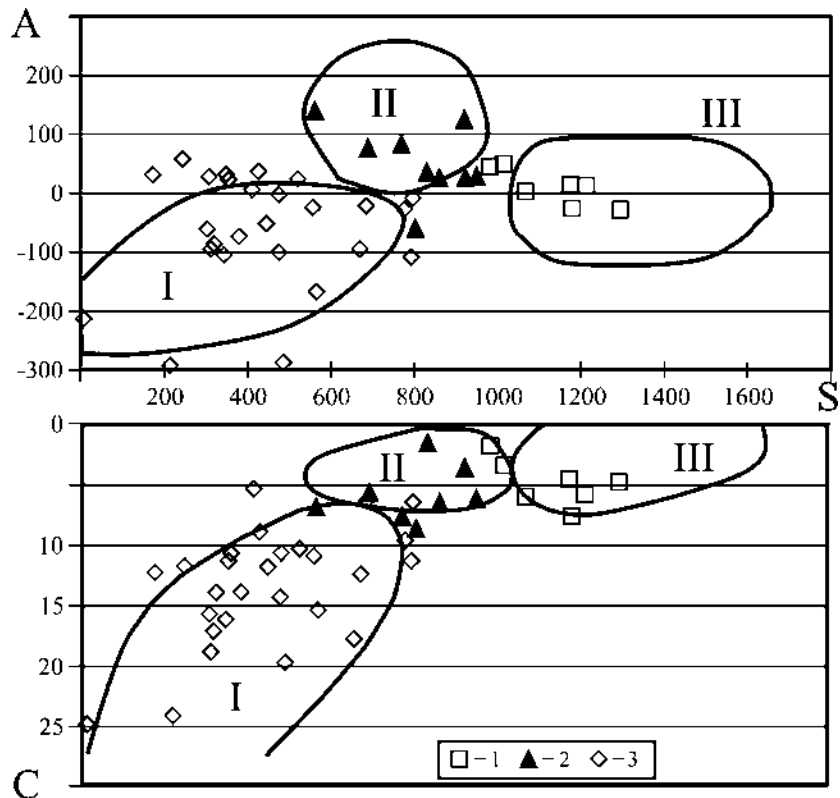


Рис. 4.21. Типизация углеродистых отложений с помощью диаграммы О.В. Горбачёва, Н.А. Созинова [1985]

Условные обозначения: 1 — кремнисто-углеродистые сланцы, 2 — терригенно-углеродистые сланцы 3 — карбонатно-углеродистые сланцы. Поля формаций: I — карбонатно-углеродистая, II — терригенно-углеродистая, III — кремнисто-углеродистая

мегасинклиория, где в это время широко проявилась вулканическая деятельность. В южной части участка отчётливо проявлена более сильная аномалия, как по интенсивности, так и по размеру.

Примечательно, что по геофизическим данным здесь так же получена крупная аномальная зона субширотного простираения. В её эпицентрах пробурено несколько скважин, показавших наличие

Таблица 4.12

**Значения петрохимических параметров и модулей для углеродистых отложений
Амурского месторождения**

№№ п/п	№№ образцов	A	S	C	ГМ	АМ	ТМ	ЗМ	Fe/Mn	SiO ₂ /Al ₂ O ₃	A*	C*	F+M
1	АМ-51/549	-25,25	1179,71	7,59	0,07	0,05	0,06	0,27	15,69	21,2	30,26	15,44	54,31
2	АМ-101/216	45,72	982,33	1,74	0,27	0,17	0,03	0,51	10,51	5,8	58,92	2,74	38,34
3	АМ-74/209	50,98	1016,22	3,38	0,21	0,17	0,01	0,59	186,34	6,0	64,62	3,27	32,11
4	АМ-71/426	14,28	1173,82	4,48	0,12	0,07	0,06	0,79	232,29	14,6	39,89	6,71	53,39
5	АМ-72/400	-27,49	1293,98	4,72	0,06	0,02	0,11	1,43	6,29	42,3	20,93	19,14	59,94
6	АМ-78/401	13,67	1212,31	5,77	0,08	0,06	0,02	0,32	53,28	17,4	38,65	4,59	56,76
7	АМ-73/288	2,83	1067,67	5,93	0,14	0,07	0,04	1,07	362,42	13,9	32,36	9,47	58,17
8	АМ-82/169	36,13	831,43	1,54	0,35	0,16	0,03	3,97	4,10	6,2	43,31	4,99	51,71
9	АМ-105/261	125,11	921,43	3,48	0,29	0,23	0,03	0,47	222,21	4,4	68,82	1,23	29,94
10	АМ-65/228	25,41	923,05	3,65	0,24	0,17	0,03	1,77	15,43	5,8	58,81	4,30	36,89
11	АМ-81/289	76,96	689,37	5,64	0,39	0,28	0,02	0,66	42,76	3,5	59,51	6,15	34,35
12	АМ-99/179	28,58	950,31	6,16	0,18	0,14	0,03	1,27	31,15	7,0	53,34	3,02	43,64
13	АМ-70/459	27,25	860,75	6,52	0,25	0,19	0,04	1,17	29,47	5,4	53,84	13,69	32,47
14	АМ-18/67	139,98	561,56	6,86	0,46	0,30	0,04	2,29	99,27	3,3	52,89	2,64	44,46
15	АМ-15/108	83,13	769,84	7,62	0,29	0,20	0,03	0,71	12,69	5,1	48,47	5,42	46,11
16	АМ-62/510	-60,62	803,70	8,62	0,23	0,15	0,03	2,99	27,15	6,5	42,62	24,90	32,48
17	АМ-85/345	-20,64	684,40	6,29	0,37	0,25	0,07	1,55	55,86	4,0	53,96	13,28	32,76
18	АМ-19/37	36,67	425,50	8,93	0,51	0,33	0,04	2,36	38,80	3,1	48,97	8,71	42,32
19	АМ-52/430	-27,74	777,05	9,56	0,25	0,18	0,04	2,54	19,60	5,7	45,78	23,83	30,39
20	АМ-7/213	24,78	520,14	10,28	0,40	0,25	0,04	7,55	25,45	4,0	44,19	12,69	43,12
21	АМ-4/48	-2,53	475,64	10,66	0,42	0,25	0,05	3,10	17,12	4,0	42,34	12,74	44,92
22	АМ-19/344	22,66	354,29	10,68	0,57	0,33	0,13	0,72	16,87	3,1	45,18	5,95	48,86
23	АМ-81/329	-23,10	555,59	10,86	0,33	0,22	0,04	8,19	66,05	4,5	43,83	14,45	41,72
24	АМ-19/203	30,65	348,32	11,25	0,52	0,34	0,04	3,20	18,81	3,0	47,05	10,83	42,13
25	АМ-16/192	57,50	242,38	11,68	0,62	0,34	0,14	3,59	89,17	2,9	42,28	5,73	52,00
26	АМ-4/95	-51,13	444,11	11,78	0,41	0,26	0,05	4,21	22,99	3,9	42,35	16,93	40,72
27	АМ-15/268	32,69	171,31	12,24	0,70	0,37	0,16	3,02	103,09	2,7	41,40	6,84	51,77
28	АМ-63/461	-93,63	669,24	12,42	0,22	0,14	0,03	2,51	9,51	7,1	33,46	26,88	39,65
29	АМ-4/77	-72,87	378,97	13,87	0,41	0,26	0,06	18,49	12,81	3,8	40,31	22,13	37,56
30	АМ-19/76	-86,55	319,17	13,92	0,49	0,26	0,02	1,85	41,61	3,8	34,40	21,99	43,61
31	АМ-68/652	-98,99	474,20	14,26	0,35	0,21	0,04	1,15	18,47	4,7	35,87	26,95	37,18
32	АМ-9/172	-60,60	303,19	15,71	0,42	0,28	0,04	17,66	15,62	3,6	39,30	20,17	40,53
33	АМ-76/508	-103,56	342,48	16,10	0,36	0,22	0,05	4,08	22,66	4,6	32,52	23,97	43,50
34	АМ-76/494	-93,57	312,84	17,07	0,36	0,22	0,05	3,30	24,94	4,6	31,38	21,90	46,72
35	АМ-57/384	-213,62	6,93	24,84	0,33	0,23	0,02	2,60	3,42	4,3	25,04	31,47	43,49
36	АМ-60/588	-167,30	565,10	15,36	0,25	0,16	0,04	1,52	52,42	6,1	31,87	38,47	29,66
37	АМ-50/614	-107,80	792,36	11,27	0,19	0,13	0,04	18,89	15,10	7,9	36,07	32,58	31,35
38	АМ-10/318	-8,43	796,11	6,42	0,26	0,06	0,02	11,50	49,09	16,0	17,45	6,20	76,35
39	АМ-16/275	5,94	409,95	5,34	0,60	0,13	0,06	2,42	16,27	7,9	18,00	3,47	78,53
40	АМ-50/596	-328,30	653,06	17,79	0,13	0,08	0,03	1,00	20,56	12,0	19,32	65,02	15,66
41	АМ-56/475	28,19	306,32	18,80	0,32	0,18	0,07	2,00	22,56	5,4	28,13	7,80	64,07
42	АМ-84a/374	-286,77	486,04	19,64	0,19	0,13	0,04	0,82	4,85	7,8	23,38	53,37	23,25
43	АМ-68/660	-292,15	213,73	24,08	0,30	0,20	0,05	2,75	8,13	5,0	25,75	47,22	27,03

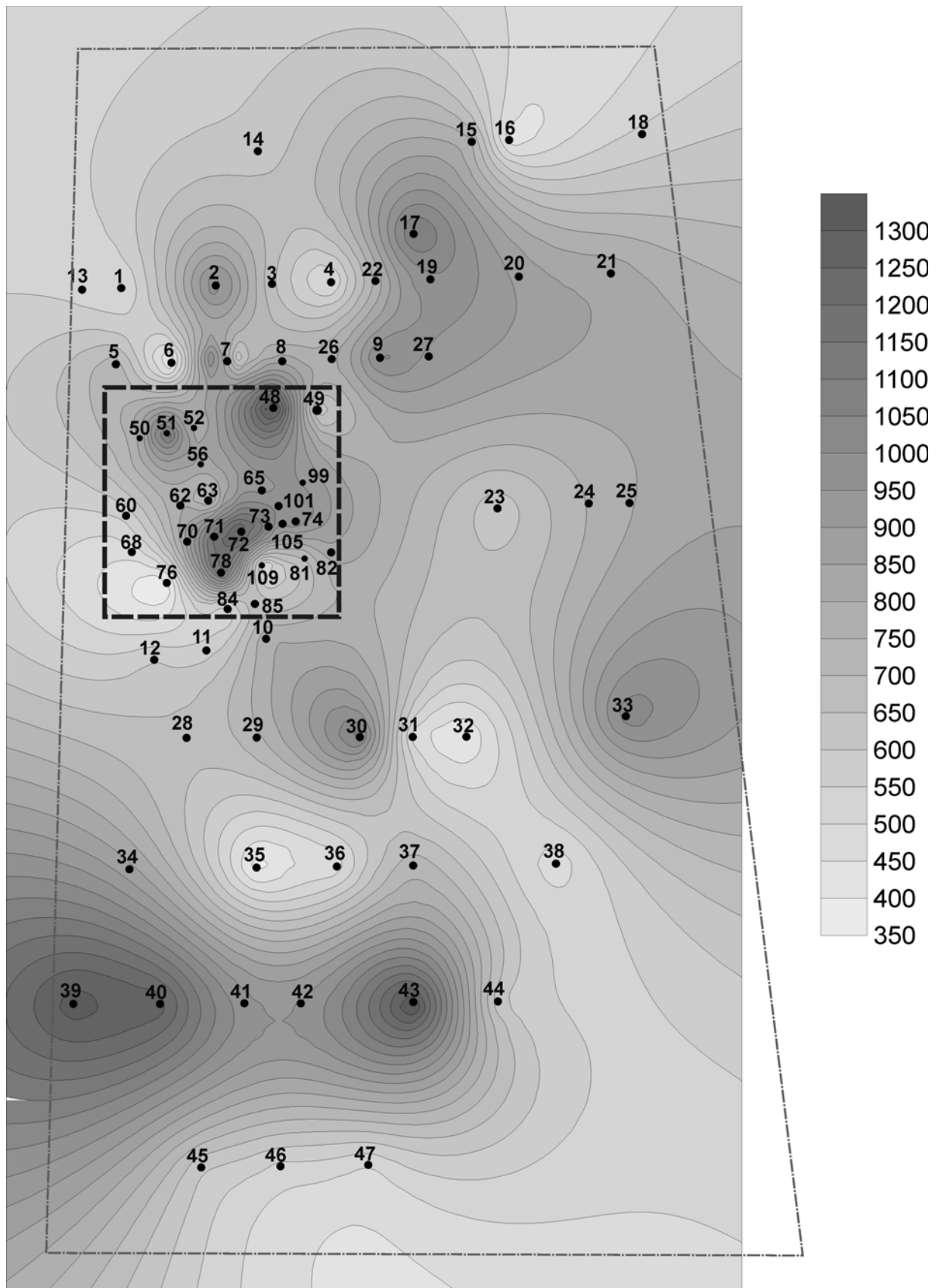


Рис. 4.22. Распределение параметра $S = \text{SiO}_2 - (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{CaO} + \text{MgO})$ (выражен в молекулярных количествах) в углеродистых отложениях в пределах геологического отвода (положение участка см. на рис. 4.18)

Жирная пунктирная линия — Амурское месторождение, точки с номерами — поисковые и разведочные скважины

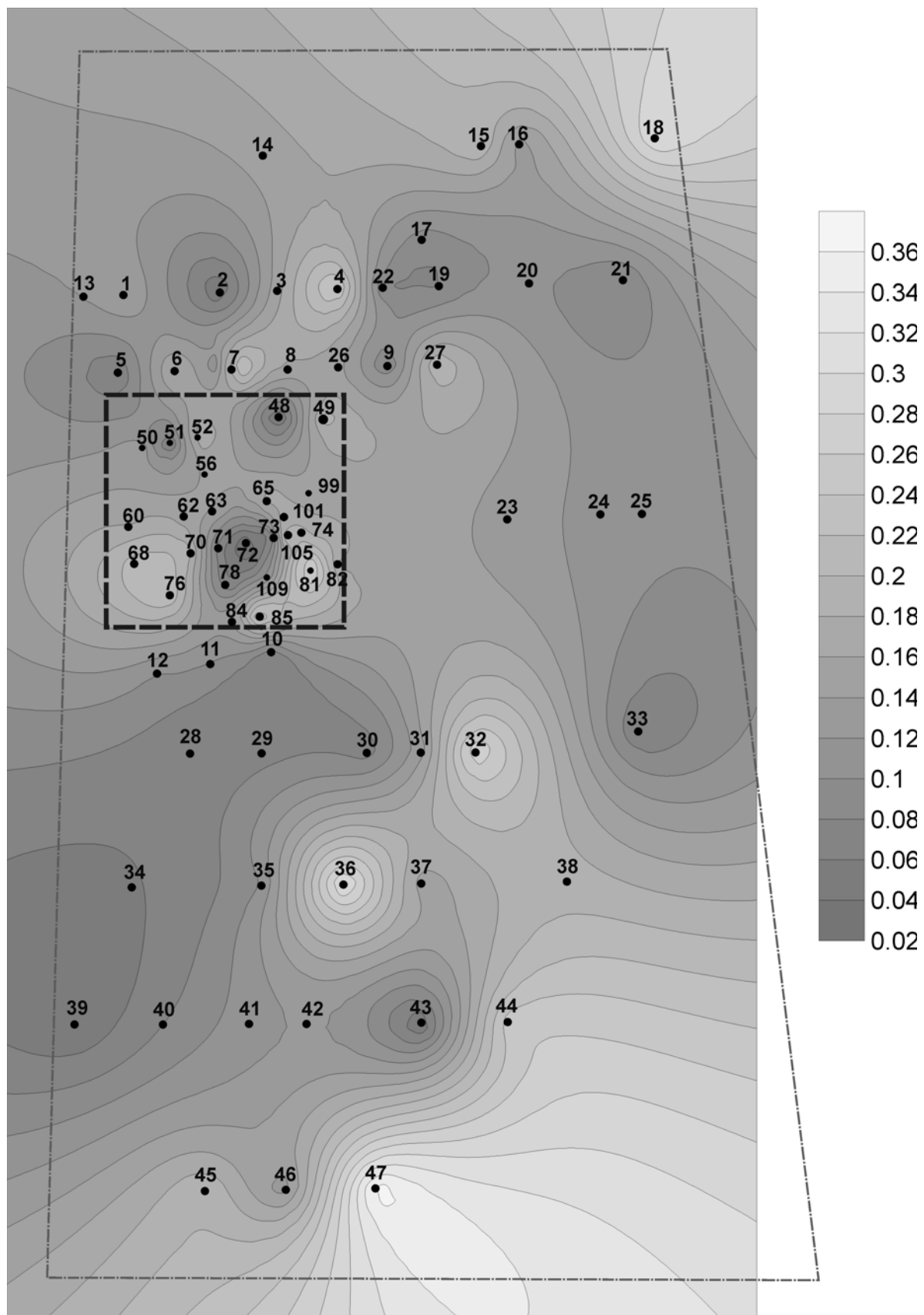


Рис. 4.23. Распределение параметра $AM = Al_2O_3/SiO_2$ (в %) в углеродистых отложениях в пределах геологического отвода (положение участка см. на рис. 4.18)

Жирная пунктирная линия — Амурское месторождение, точки с номерами — поисковые и разведочные скважины

на небольших глубинах значительной по мощности зоны с обильной пирит-пирротиновой минерализацией в углеродистых сланцах. По-видимому, здесь существовала самостоятельная более глубоководная, чем на участке Амурского месторождения, впадина с более восстановительной средой.

3. Перспективы территории геологического отвода связаны с локальным участком, расположенным северо-восточнее месторождения. Здесь проявлена аномалия, хотя и менее интенсивная, чем на Амурском месторождении, но по площади соответствующая ей. Именно этот участок может быть рекомендован для дальнейшего изучения.

Таким образом, перспективы площади геологического отвода на цинковые руды, судя по палеогеографическим данным, исчерпываются. Ниже, при изучении углеродистых образований на благородные и редкие металлы, будут учтены именно эти две палеодепрессии с пирит-сфалеритовым оруденением.

Для интерпретации состава и условий накопления углеродистых отложений использовались стандартные петрохимические параметры (модули), рассчитываемые по силикатным анализам [Юдович, Кетрис, 1986].

Ранее подобная работа нами была проведена для углеродистых отложений Арамилско-Сухтелинской структурно-формационной зоны (булатовская, сухтелинская толщи) [Сначёв и др., 2006]. В этой связи интерес представляет сопоставление полученного исследовательского материала по флишовой, булатовской и сухтелинской толщам, что поможет правильно оценить палеогеографические

условия формирования зоны сочленения Магнитогорского мегасинклинория и Восточно-Уральского поднятия в силурийско-девонское время.

Рассматриваемые кремнисто-углеродистые отложения, согласно **гидролизатному модулю**, относятся к типу силитов (значения ГМ от 0,06 до 0,27, среднее 0,14), причём три анализа попадают в класс эвсилитов, что указывает на минимальное содержание терригенной примеси относительно аналогичных образований. Значения гидролизатного модуля постепенно увеличиваются до 0,46 (среднее 0,30) для терригенно-углеродистых и 0,69 (среднее 0,43) для карбонатно-углеродистых отложений. Подобные содержания продуктов гидролиза в осадках указывают на большее количество в них терригенного материала и близость источника продуктов вулканической деятельности или продуктов выветривания с континента.

Для отложений Амурского месторождения средние значения **алюмокремниевого модуля** составляют: кремнисто-углеродистые сланцы — 0,087 ед., терригенно-углеродистые сланцы — 0,203 ед. и карбонатно-углеродистые сланцы — 0,262 ед., что позволяет отнести их к более “незрелым” гипоглинозёмистым породам, чем отложения соседнего с севера Арамилско-Сухтелинского синклинория (среднее значение 0,019 ед.).

Наиболее информативным является отношение гидролизатного и алюмокремниевого модулей (рис. 4.24). Для этих двух модулей типична положительная корреляция, нарушение которой указывает на наличие чуждых примесей в породе. Так, незначительное отклонение от линии тренда начинается

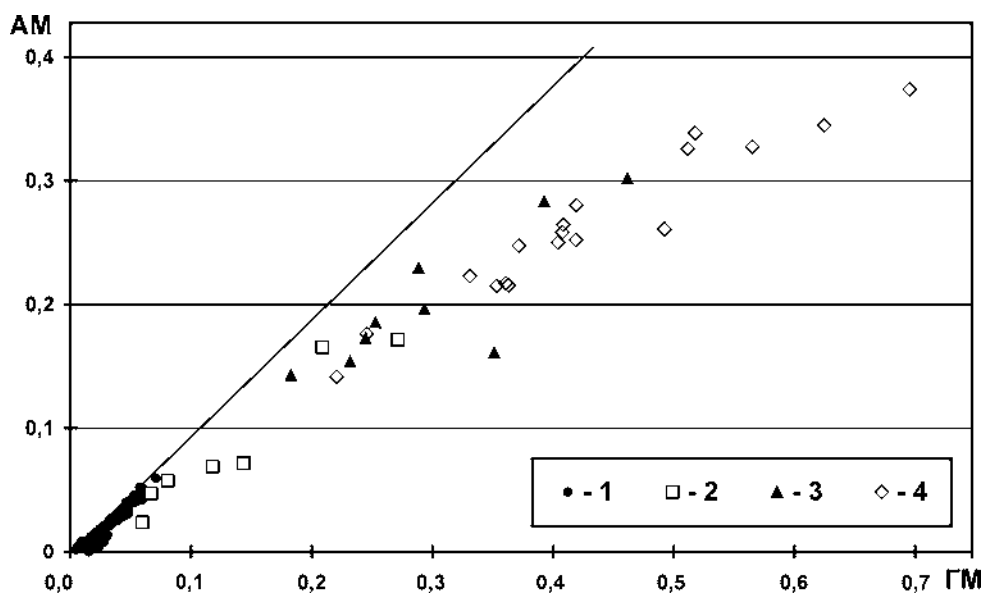


Рис. 4.24. Диаграмма соотношения гидролизатного и алюмокремнистого модулей для углеродистых отложений Арамилско-Сухтелинского синклинория и Амурского месторождения

Условные обозначения: 1 — углеродистые сланцы Арамилско-Сухтелинского синклинория, 2 — кремнисто-углеродистые сланцы Амурского месторождения, 3 — терригенно-углеродистые сланцы Амурского месторождения, 4 — карбонатно-углеродистые сланцы Амурского месторождения

для точек составов углеродистых отложений южной части Арамильско-Сухтелинского синклиория и достигает максимума для карбонатно-углеродистых отложений Амурского месторождения, что говорит о закономерном увеличении доли железистого вулканического материала в общем объёме примесей с севера на юг.

Для 94% кремнисто-углеродистых отложений Арамильско-Сухтелинского синклиория характерно значение **закисного модуля** больше единицы. Это позволяет сделать вывод о дефиците кислорода в придонных водах с резко восстановительной обстановкой [Ефремова, Стафеев, 1985]. При этом часть железа восстанавливалась и отлагалась в виде пирита (рис. 4.25).

Отложения Амурского месторождения характеризуются меньшими значениями закисного модуля (максимальное значение 18,49, среднее по 34 образцам 3,22), чем аналогичные отложения Арамильско-Сухтелинского синклиория (максимальное значение 50, среднее значение модуля по 72 образцам — 7,1).

Однако для отложений Амурского месторождения наблюдается и обратная картина соотношения закисного и окисного железа. В 10 из 34 образцов (это преимущественно кремнисто-углеродистые сланцы) отмечается значение закисного модуля, близкое или меньшее единицы, что соответствует окислительной обстановке, характерной для мелководного бассейна. Значительное преобладание FeO над Fe₂O₃ для карбонатно-углеродистых сланцев Амурского месторождения объясняется восстановлением железа в изолированном бассейне за счёт окисления органического вещества.

Расчёты показывают, что абсолютное большинство анализов отложений северной и центральной частей Арамильско-Сухтелинского синклиория, согласно **индикатору Fe/Mn**, относятся к глубоководным (среднее значение индикатора 37,39), однако в южной части зоны появляются образцы со значениями, характерными для мелководных и даже мелководно-прибрежных отложений (до 142).

Кремнисто-углеродистые и терригенно-углеродистые сланцы Амурского месторождения характеризуются высокими значениями индикатора Fe/Mn (максимальные 222,21 ед.

и 232,29 ед., среднее 84 ед.), что позволяет отнести их к относительно мелководным отложениям. Однако для карбонатно-углеродистых сланцев наблюдается прямая корреляционная зависимость между закисным железом и марганцем (в отличие от отложений северной и центральной частей Арамильско-Сухтелинского синклиория, где содержания марганца при увеличении содержания железа остаются низкими), свойственная для специфичных условий осадконакопления, когда марганец, поступающий с продуктами вулканической деятельности, в восстановительной среде связывается с карбонатами [Юдович, Кетрис, 1994]. Следовательно, чем более восстановительная среда (определяется соотношением FeO/Fe₂O₃) и больше карбонатов (CaO + MgO), тем больше марганца поступает в осадок.

На величину **титанового модуля** (ТМ = TiO₂/Al₂O₃) влияют два фактора: содержание титана в материале, поступившем в осадок, и степень механической сортировки осадочного материала, т. е. максимальные значения ТМ характерны для зрелых осадочных пород, таких как хорошо отсортированные и многократно переотложенные кварцевые песчаники, а минимальные — для аргиллитов флишевых толщ, возникших путём периодического отмучивания глинистой смеси. Вследствие этого высокие значения ТМ будут наблюдаться в прибрежных отложениях, а минимальные — в глубоководных [Ефремова, Стафеев, 1985] (рис. 4.26).

Кремнисто-углеродистые сланцы Амурского месторождения проявляют сходимость с отложениями Арамильско-Сухтелинского синклиория, а терригенно-углеродистые и карбонатно-углеродис-

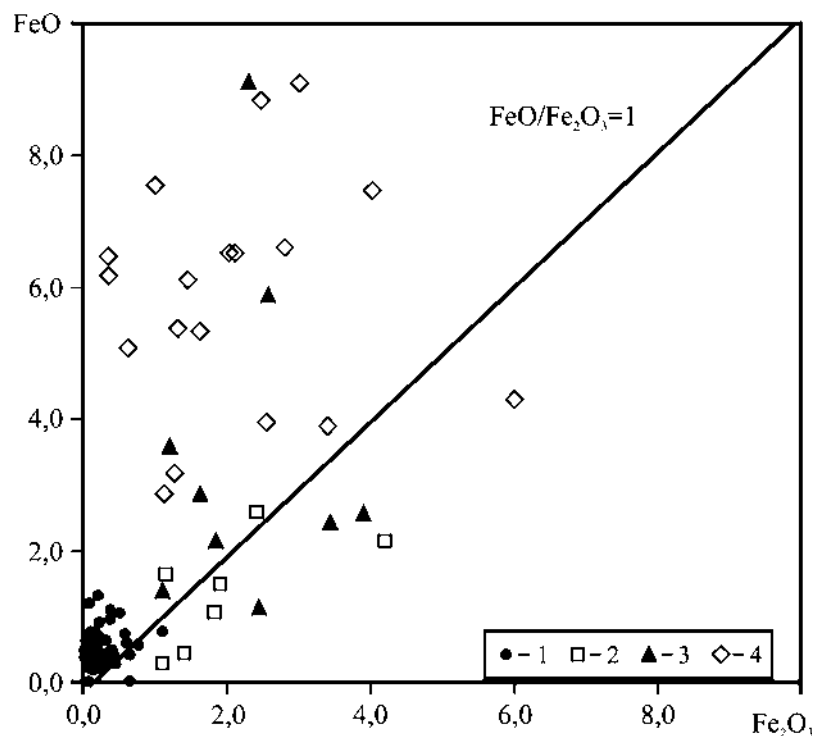


Рис. 4.25. Диаграмма FeO/Fe₂O₃ для углеродистых отложений Арамильско-Сухтелинского синклиория и Амурского месторождения

Условные обозначения см. на рис. 4.24

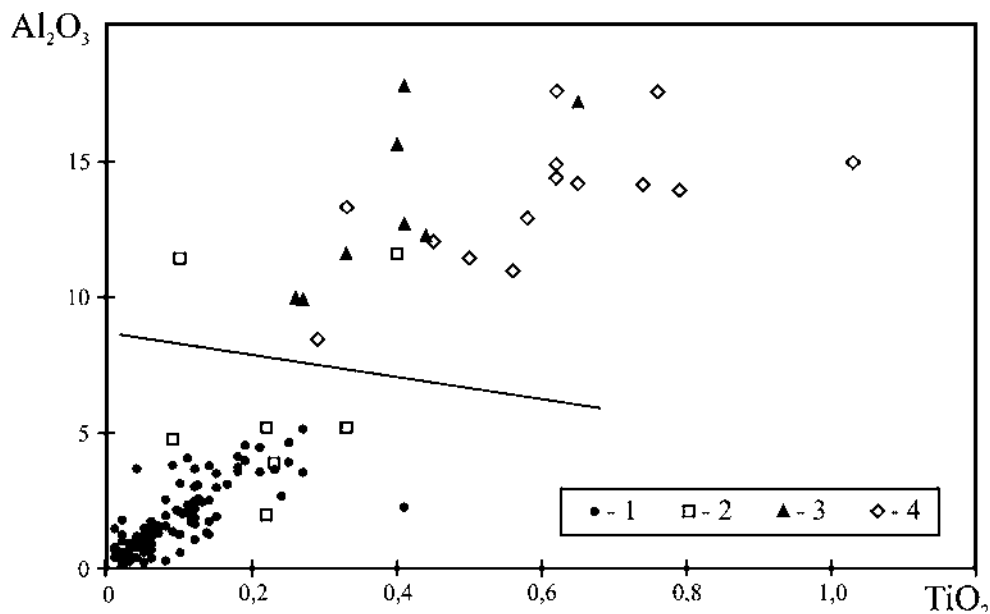


Рис. 4.26. Диаграмма отношения TiO_2 к Al_2O_3 для углеродистых отложений Арамильско-Сухтелинского синклиория и Амурского месторождения

Условные обозначения см. на рис. 4.24

тые отложения находятся на диаграмме на некотором удалении от компактного роя. Это объясняется большим количеством привносимого терригенного или вулканогенного материала, однако соотношение Al_2O_3 к TiO_2 достаточно стабильное и укладывается в общую линию тренда, что указывает на идентичность химического состава источников примесей.

Очевидным следствием из диаграммы SiO_2/Al_2O_3 (показатель зрелости Ф. Петтиджона) является заключение о практически максимальной “зрелости” отложений Арамильско-Сухтелинского синклиория и последовательном её уменьшении для кремнисто-углеродистых, терригенно-углеродистых и карбонатно-углеродистых сланцев Амурского месторождения (рис. 4.27).

Все углеродистые отложения Амурского месторождения, вынесенные на диаграмму Н.П. Семененко [Семененко и др., 1956], указывают на безусловную идентичность по параметрам с кремнисто-углеродистыми отложениями южной части Арамильско-Сухтелинского синклиория, а базальты вулканогенной толщи схожи с базальтами булатовской толщи (рис. 4.28).

Вынесенные на диаграмму кремнисто-углеродистые сланцы булатовской толщи образуют любопытную картину (см. рис. 4.28): образцы из северной части Арамильско-Сухтелинского синклиория отличаются низкими значениями параметров A^* и $F+M$ и попадают в поле X, группа сланцев центральной части также располагается в поле X, но с увеличением глинозёмистости (A^*) и ферромагнезиальности ($F+M$) занимает поля VIII, IX и XI; образцы из третьей выборки охватывают все четыре поля. Базальты шеметовской толщи (подстилающей крем-

нистые сланцы булатовской толщи) имеют достаточно выдержанный химический состав и образуют на диаграмме компактный рой, совпадающий с расположением большинства образцов из южной части Арамильско-Сухтелинского синклиория, что говорит об одинаковом соотношении их главных петрогенных окислов.

Подобное распределение анализов на диаграмме говорит о принадлежности вулканогенно-осадочных пород Амурского месторождения к южному окончанию Арамильско-Сухтелинского синклиория и закономерном возрастании с севера на юг в их пределах количества частиц, образованных в результате вулканической деятельности и/или подводного выщелачивания базальтов шеметовской толщи.

Распределение редкоземельных элементов. Для большинства углеродистых отложений Амурского месторождения характерно вышекларковое содержание РЗЭ [Юдович и др., 1992, 1998], а также устойчивая корреляция лёгких редкоземельных элементов (отношение $La:Ce:Nd$ составляет 1:2:1) (табл. 4.13, рис. 4.29).

Из общего характера распределения выделяется образец АМ-51/549, для которого сумма всех редкоземельных элементов является самой низкой (16,21 г/т при среднем значении по 43 образцам — 110,61 г/т) и АМ-72/400, что связано с их высокой “зрелостью” (значения параметра S для них соответственно 1179,71 и 1293,98 (среднее по 43 образцам — 634,09 ед.), ГМ 0,067 ед. и 0,060 ед. (среднее по 43 образцам — 0,32 ед.)). Количество редкоземельных элементов зависит от поступления в бассейн осадконакопления вулканогенного материала, на что указы-

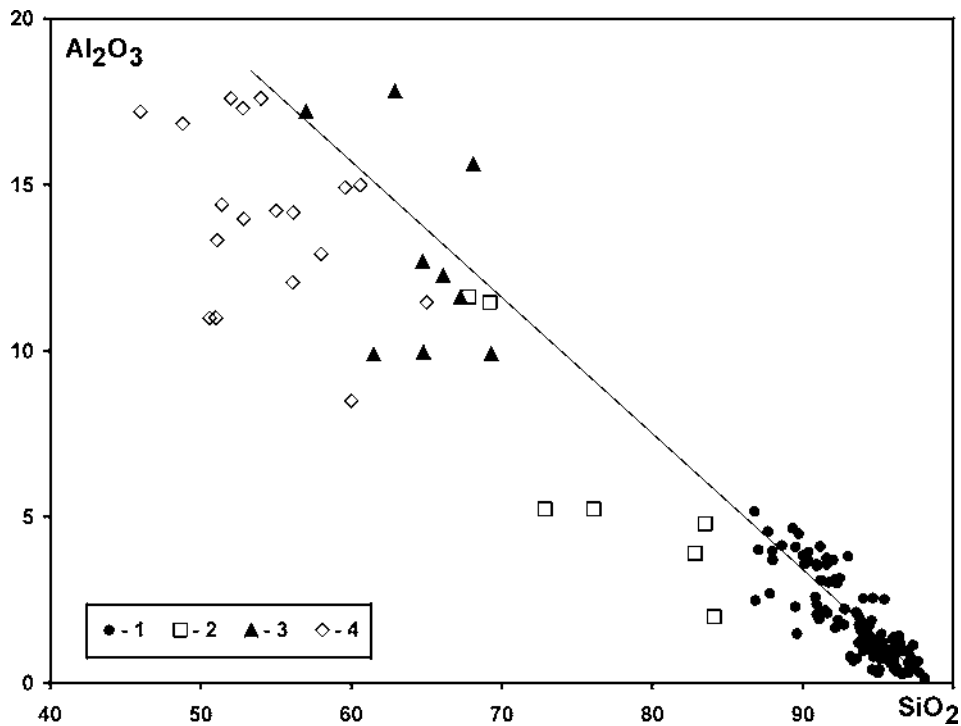


Рис. 4.27. Диаграмма отношения SiO_2 к Al_2O_3 для углеродистых отложений Арамильско-Сухтелинского синклиория и Амурского месторождения

Условные обозначения см. на рис. 4.24

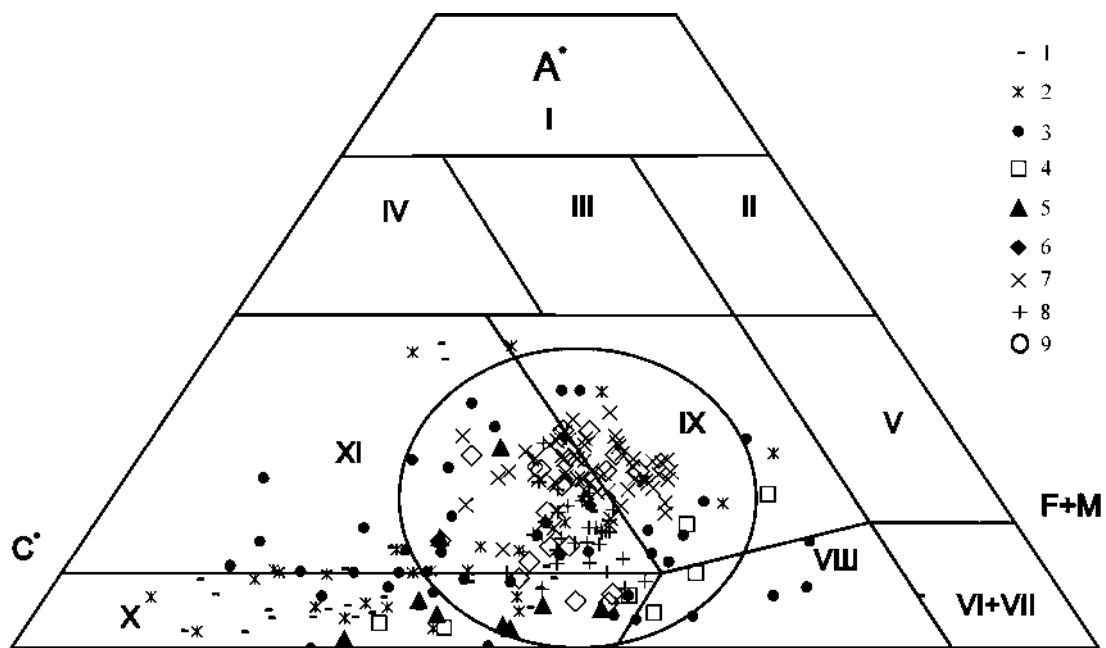


Рис. 4.28. Разделение углеродистых сланцев и вулканитов Арамильско-Сухтелинского синклиория и Амурского месторождения на петрохимической диаграмме Н.П. Семененко [Семененко и др., 1956]

Условные обозначения: 1–3 — выборки кремнисто-углеродистых сланцев булатовской толщи Арамильско-Сухтелинского синклиория: 1 — Север, 2 — Центр, 3 — Юг; 4–6 сланцы Амурского месторождения: 4 — кремнисто-углеродистые, 5 — терригенно-углеродистые, 6 — карбонатно-углеродистые; 7 — базальты булатовской толщи, 8 — базальты Амурского месторождения, 9 — поле распространения базальтов шеметовской толщи. Поля: I — подгруппы собственно алюмосиликатных пород, II — подгруппы железисто-магнезиально-алюмосиликатных пород, III — подгруппы щелочноземельно-алюмосиликатных пород орторяда, IV — подгруппы известково-алюмосиликатных пород, V — группы глинозёмисто-магнезиально-железисто-кремнистых пород, VI — группы железисто-кремнистых пород, VII — группы магнезиальных ультраосновных пород орторяда, VIII — группы щелочноземельно-малоглинозёмистых ультраосновных пород орторяда, IX — группы щелочноземельно-глинозёмистых основных пород орторяда, X — известково-карбонатной подгруппы щелочноземельно-известкового ряда, XI — глинозёмисто-известковистой подгруппы щелочноземельно-известкового ряда

Таблица 4.13

**Содержания редкоземельных элементов в углеродистых отложениях
Амурского месторождения**

№№ п/п	№№ образцов	La, ppm	Ce, ppm	Pr, ppm	Nd, ppm	Sm, ppm	Eu, ppm	Gd, ppm	Tb, ppm	Dy, ppm	Ho, ppm	Er, ppm	Tm, ppm	Yb, ppm	Lu, ppm
1	AM-51/549	6,00	4,87	5,08	4,34	3,86	6,67	4,06	3,52	3,62	3,67	3,61	3,61	3,30	3,71
2	AM-101/216	43,24	32,04	27,50	20,00	15,55	9,14	13,87	11,85	10,76	9,87	9,01	8,61	7,22	7,43
3	AM-74/209	44,71	32,47	28,33	20,31	15,73	11,48	14,87	12,96	12,71	12,66	11,85	11,94	10,35	11,71
4	AM-71/426	97,65	64,19	49,83	32,00	22,00	11,60	16,71	13,52	12,12	10,38	9,14	8,06	6,48	6,29
5	AM-72/400	35,00	29,89	31,50	28,31	25,55	6,05	17,68	12,41	9,12	6,96	5,11	3,89	2,60	2,14
6	AM-78/401	52,65	35,48	31,42	21,69	16,73	11,36	14,84	12,78	12,44	11,77	10,99	10,83	8,68	10,00
7	AM-73/288	24,76	21,29	22,83	19,23	17,59	9,01	16,71	14,81	13,56	13,29	11,93	11,94	9,56	10,86
8	AM-82/169	42,65	27,96	22,92	15,25	10,95	10,00	10,52	9,81	9,35	9,24	9,10	9,44	7,84	9,43
9	AM-105/261	54,71	37,31	30,83	21,38	15,73	1,48	14,52	12,59	12,38	11,52	10,90	10,83	8,68	10,00
10	AM-65/228	56,47	37,63	31,08	20,92	15,00	4,44	13,55	11,67	10,59	10,00	9,48	8,89	7,58	8,00
11	AM-81/289	94,41	64,73	58,17	38,92	29,00	28,89	24,23	20,93	19,41	17,97	17,08	15,00	13,13	13,71
12	AM-99/179	212,35	137,63	107,50	69,23	48,64	32,22	39,03	32,96	30,29	28,35	25,88	24,44	20,48	20,57
13	AM-70/459	61,18	40,54	33,08	21,54	15,36	3,09	12,87	10,19	8,56	7,47	6,27	5,56	4,36	4,29
14	AM-18/67	37,06	28,06	26,25	20,15	16,45	5,56	14,61	12,41	11,74	10,38	9,53	8,89	7,53	7,71
15	AM-15/108	48,82	35,59	32,42	23,08	18,23	10,49	16,90	14,26	13,09	11,77	10,69	10,00	7,71	8,00
16	AM-62/510	160,00	101,94	76,92	50,92	34,73	18,02	16,23	25,37	23,59	23,16	21,59	20,00	18,37	18,57
17	AM-85/345	71,76	53,66	50,83	39,69	32,55	21,23	32,26	29,63	27,85	26,96	25,84	25,00	22,03	24,29
18	AM-19/37	25,79	21,18	21,92	18,46	16,27	3,33	14,55	12,22	11,12	9,87	8,71	8,06	6,61	6,57
19	AM-52/430	41,76	27,10	22,00	14,62	10,36	0,58	9,68	9,44	8,91	8,99	9,06	9,44	7,84	9,71
20	AM-7/213	41,47	31,18	27,58	20,46	16,45	6,54	14,77	12,59	11,97	11,14	10,30	9,72	7,80	8,57
21	AM-4/48	50,88	36,67	33,50	26,31	21,18	15,80	14,87	11,48	8,82	7,34	5,71	4,72	3,48	3,14
22	AM-19/344	95,00	73,12	66,83	53,69	43,86	91,48	30,13	22,04	17,71	14,68	11,67	9,44	6,83	6,29
23	AM-81/329	32,94	24,19	22,33	16,62	13,09	16,54	14,42	12,78	12,79	12,91	12,45	12,50	11,54	12,86
24	AM-19/203	110,59	86,24	78,92	61,23	47,73	12,10	41,61	36,48	33,24	31,27	29,18	27,22	22,78	24,57
25	AM-16/192	67,94	54,62	58,17	47,69	42,50	40,62	33,23	27,22	23,44	20,63	17,64	15,00	11,98	11,71
26	AM-4/95	56,76	39,25	33,50	23,38	17,82	4,57	16,13	14,81	14,03	13,92	13,18	13,06	11,76	12,86
27	AM-15/268	65,00	53,76	57,75	49,54	45,23	68,40	29,42	21,48	16,18	13,04	9,70	7,50	5,24	4,57
28	AM-63/461	64,12	42,69	34,42	23,54	17,64	2,59	13,23	10,37	8,53	7,09	5,92	5,00	3,92	3,71
29	AM-4/77	44,12	32,26	28,83	20,62	16,32	1,36	14,42	12,04	10,94	9,87	8,93	8,06	6,78	7,14
30	AM-19/76	41,47	29,89	25,83	18,46	13,86	4,07	12,81	10,00	8,24	7,09	5,97	5,28	4,14	4,00
31	AM-68/652	68,82	48,06	42,00	30,92	22,95	6,42	18,00	14,81	12,65	10,89	9,44	8,06	6,30	6,00
32	AM-9/172	37,06	26,77	24,83	18,31	14,50	5,06	12,84	10,19	8,59	7,59	6,44	5,83	4,58	4,57
33	AM-76/508	52,94	37,53	33,58	25,85	19,41	18,02	17,97	15,93	14,44	12,53	12,45	11,94	9,25	10,29
34	AM-76/494	54,71	37,74	33,58	25,85	19,32	2,35	19,94	19,44	19,76	20,38	20,52	20,28	19,69	22,00
35	AM-57/384	84,71	53,66	43,33	29,54	20,14	11,36	18,06	16,30	15,29	15,19	14,33	13,89	12,20	13,14
36	AM-60/588	54,71	37,53	32,83	22,92	17,77	21,36	15,90	13,52	12,88	12,03	10,94	10,56	8,02	9,43
37	AM-50/614	24,26	17,53	15,50	10,82	8,14	2,72	7,13	5,74	5,12	4,68	4,12	3,89	3,08	3,14
38	AM-10/318	128,82	80,86	60,00	38,00	24,27	18,52	18,39	15,00	12,94	11,27	9,66	8,61	6,78	6,57
39	AM-16/275	67,65	46,77	41,58	30,00	22,18	23,09	15,23	11,67	8,88	7,47	5,79	4,72	3,48	3,14
40	AM-50/596	108,53	70,75	58,17	38,00	26,41	0,95	21,87	18,89	17,59	16,33	15,15	14,17	12,11	12,86
41	AM-56/475	63,82	43,33	39,17	28,92	21,18	12,22	17,81	15,93	14,47	13,80	12,75	11,94	9,74	10,57
42	AM-84a/374	32,35	23,87	21,58	16,00	12,68	0,75	12,00	9,81	14,47	7,85	6,91	6,11	5,29	5,14
43	AM-68/660	111,18	75,16	62,33	42,31	30,45	18,27	26,48	22,78	20,88	20,00	18,33	16,39	14,27	14,57

вает их прямая корреляция с гидролизатным модулем (рис. 4.30). Однако природу высокой суммы РЗЭ для образцов AM-62/510 и AM-99/179 (227,45 г/т и 310,11 г/т соответственно) объяснить не удаётся.

Как было нами отмечено в предыдущих главах, редкоземельные элементы в целом не накапливаются в чёрных сланцах. Их содержания по отноше-

нию к среднему европейскому сланцу в подавляющем большинстве составили меньше единицы (см. табл. 3.13). Использование нормирования к хондриту позволило выявить некоторую закономерность в содержаниях РЗЭ (рис. 4.31).

Углеродистым сланцам Амурского месторождения свойственен однотипный характер нормирован-

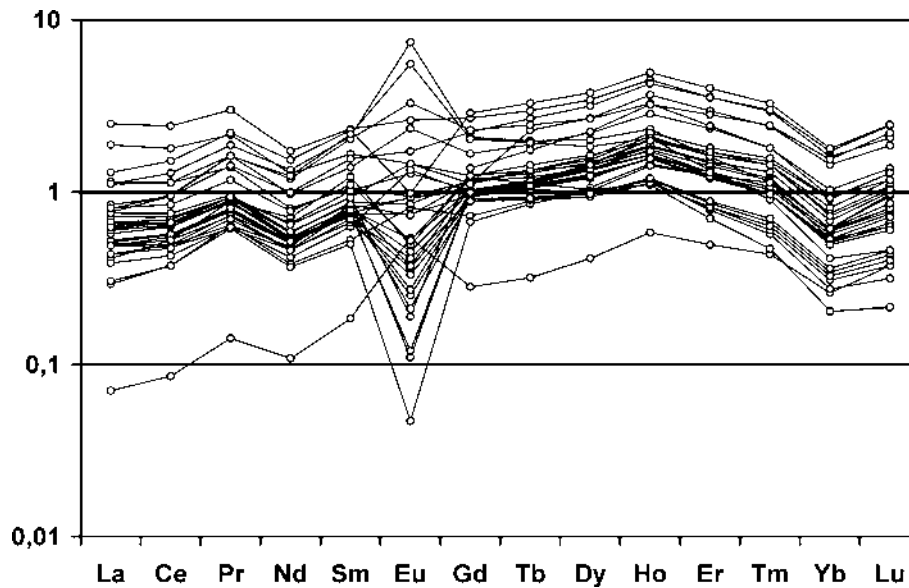


Рис. 4.29. Характер распределения редкоземельных элементов (нормированных к кларковым содержаниям) для углеродистых отложений Амурского месторождения

ных кривых — преимущественное накопление лёгких лантаноидов по отношению к тяжёлым. Причём для кремнисто-углеродистых сланцев отмечаются незначительные вариации содержаний РЗЭ (исключая обр. АМ-51/549 и АМ-72/400) и слабо проявленный европиевый минимум. Терригенно-углеродистые и карбонатно-углеродистые сланцы, благодаря обилию вулканогенного материала (основного носителя РЗЭ), более обогащены редкоземельными элементами и имеют пёстрый набор распределения кривых. Согласно литературным данным [Юдович и др., 1992], нормированное по хондриту распределение РЗЭ зависит от фациальных особенностей

сланцев; в наиболее окисленных (приближенных к красноцветам Роте Фауле) сланцах практически нет Eu-минимума, а в более восстановленных (Pb-Zn и Cu формация) европиевый минимум очень отчётливый, однако до конца особенности механизма накопления европия в углеродистых сланцах не ясны.

Определённый интерес представляет и рассмотрение в углеродистых отложениях Амурского месторождения малых элементов (элементов-примесей).

Фосфор. По результатам 43 силикатных анализов, содержания фосфора в углеродистых сланцах

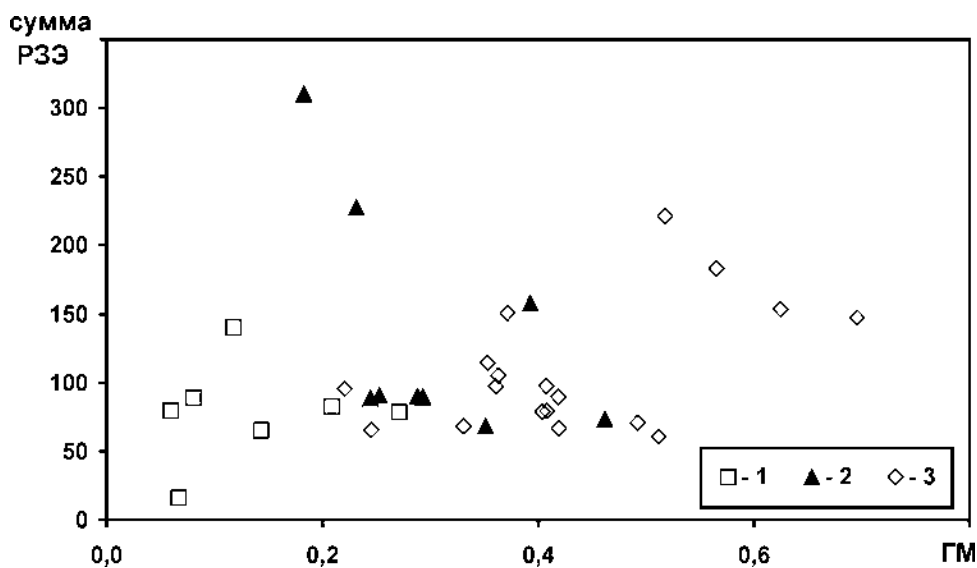


Рис. 4.30. Диаграмма отношения суммы РЗЭ к гидролизатному модулю для углеродистых отложений Амурского месторождения

Условные обозначения: 1 — кремнисто-углеродистые сланцы, 2 — терригенно-углеродистые сланцы, 3 — карбонатно-углеродистые сланцы

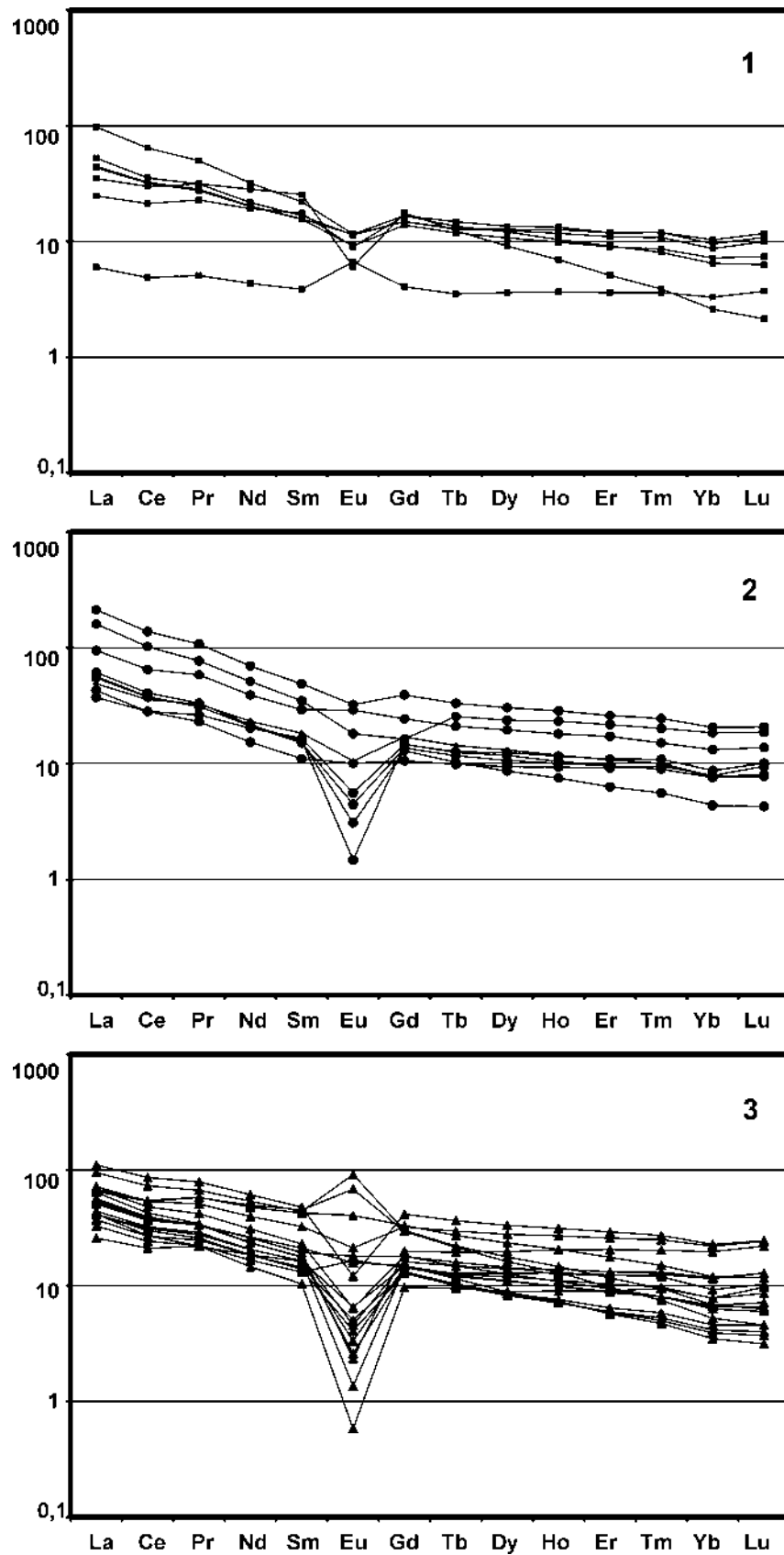


Рис. 4.31. Характер распределения редкоземельных элементов (нормированных к хондриту) для углеродистых отложений Амурского месторождения

Условные обозначения: 1 — кремнисто-углеродистые сланцы, 2 — терригенно-углеродистые сланцы, 3 — карбонатно-углеродистые сланцы

Амурского месторождения укладываются в значения, характерные для геохимического фона (среднее 0,30%). Однако резко выделяются из общей картины содержания фосфора для обр. АМ-72/400 (1,28%) и АМ-15/268 (1,07%), превышающие порог в 0,85%, установленный для рудогенных аномалий.

Уран. Среднее содержание урана в углеродистых сланцах Амурского месторождения составляет 3,99 г/т, что согласуется с геохимическим фоном (табл. 4.14). Исключением можно считать образец АМ-10/318, в котором определено содержание урана 26,6 г/т, соответствующее повышенному геохимическому фону или аномальным концентрациям. Столь высокое значение урана в одном образце относительно низкого фона достаточно сложно объяснить, возможно, это связано как с повышенными содержаниями органического углерода, который является геохимическим осадителем его из морской воды, так и привнесением его в бассейн седиментации с терригенным материалом.

Интересный результат получен нами при рассмотрении малых элементов в углеродистых отложениях Амурского месторождения, особенно нормированных к осадочным породам (глинам и сланцам, по А.П. Виноградову) (рис. 4.32).

Элементы литофильной группы (Rb, Cs, Sr, Ba), в отличие от теофилов (Zn, Se, As, Sb), не накапливаются в рассматриваемых породах (коэффициент их накопления <1). Последние же (теофилы), в связи с достаточно высокой заражённостью углеродистых отложений сульфидами (пиритом, пирротинном), имеют коэффициент накопления 3–5.

Сидерофилы группы железа (Co, Ni, Sc, Fe, Cr) имеют различные кривые распределения; однозначна корреляция кобальта, скандия и железа, которые поступали в бассейн вместе с обломками пород основного состава. Для хрома и никеля заметна слабая корреляция, нарушаемая способностью никеля легко переходить в подвижные формы в морской воде и перераспределяться. Совпадающие максимумы содержаний хрома и никеля связываются с большим количеством базит-гипербазитовой кластики. Катионо- и анионогенные элементы с переменной валентностью (Zr, Hf, Th, U, Ta) не накапливаются в углеродистых осадках, исключением можно считать уран, который, как было отмечено выше, легко восстанавливается органическим веществом из морской воды. Повышенные содержания циркония также нельзя назвать специфичными для углеродистых осадков, возможно накопление гидрогенного циркония на гидроокислах железа в окислительных условиях.

В заключение отметим тот факт, что распределения малых элементов в углеродистых отложениях Арамильско-Сухтелинского синклиория и Амурского месторождения очень близки по многим параметрам. Это указывает на схожие условия их накопления, в том числе на единый источник сноса,

что вообще говоря не удивительно, т. к. обе рассматриваемые структуры представляли собой в силурийско-девонское время восточную окраину Магнитогорского мегасинклиория.

4.1.2.3. Рудоносность углеродистых отложений флишовой толщи

Изучение углеродистых отложений западного обрамления Суундукского массива показало, что в числе благоприятных условий для накопления здесь повышенных концентраций благородных и редких металлов можно отметить следующие: 1) широкое развитие пиритизации в чёрных сланцах, которое подтверждается наличием многочисленных мелких проявлений бурых железняков, образовавшихся в коре выветривания по углеродистым отложениям; 2) наиболее интересные в металлогеническом отношении участки расположены в пределах аномалий никеля и молибдена, на что неоднократно указывалось исследователями углеродистой формации на других месторождениях мира [Гурская, 2000]. Примечательно, что пирит-пирротинная минерализация широко представлена в углеродистых отложениях рудовмещающей толщи Амурского месторождения.

Золото. Определения содержаний золота, платины, палладия, родия и иридия в 30 штучных образцах выполнены в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН (зав. лаборатории В.В. Дистлер) атомно-абсорбционным методом. Нижние пределы количественных определений всех элементов — 0,0005 г/т. Кроме того, в 45 пробах по штучным образцам проведено изучение золота, платины и палладия в Аналитическом центре ФГУП ЦНИГРИ (зав. отделом А.В. Мандругин). Пробы анализировались несколькими методами, дублируя иногда друг друга: пробирным (методика № 497-ХС), пробирно-атомно-абсорбционным (методика № 457-Х), атомно-абсорбционным (методика 130-С, 146-ХС), количественным масс-спектрометрическим с химическим концентрированием (измерения проведены на приборе “ЭЛАН 6100” фирмы Теркин-Элмер). Навеска составляла от 5 до 50 г вещества. Нижний предел анализа элементов составил 0,001 г/т (табл. 4.15).

В пределах рассматриваемой территории нами вначале проведено выборочное *штучное опробование* сульфидизированных и окварцованных углеродистых сланцев. Так, среднее содержание золота в них составляет 0,13 г/т, что в 2,6 раза выше, чем для рудогенной аномалии. Максимальные же концентрации золота в углеродистых сланцах достигают: 3,19 г/т, 1,79 г/т, 1,65 г/т и характерны как для восточного, так и для западного флангов месторождения. Примечательно, что практически все аномально высокие содержания золота пространственно

Таблица 4.14

Содержания малых элементов в углеродистых отложениях Амурского месторождения

№№ п/п	№№ образцов	Na, %	K, %	Rb, ppm	Cs, ppm	Ca, %	Sr, ppm	Ba, ppm	Sc, ppm	Cr, ppm	Fe, %	Co, ppm	Ni, ppm	Zn, ppm	Se, ppm	As, ppm	Sb, ppm	Th, ppm	U, ppm	Br, ppm	Hf, ppm	Ta, ppm	Zr, ppm	Au, ppm	Ag, ppm
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
1	AM-51/549	0,024	—	—	0,510	1,610	135	2355	5,77	5,08	0,88	7,06	—	—	1,80	36,10	6,60	0,65	4,18	—	0,23	0,39	—	0,042	—
2	AM-101/216	0,071	2,330	294,300	2,050	0,430	325	1310	17,30	91,40	4,14	35,20	50	50	0,35	78,30	15,40	3,41	2,47	2,01	2,44	1,15	435	0,016	—
3	AM-74/209	0,036	0,450	71,200	1,130	1,090	90	790	11,80	121,80	3,15	17,30	180	70	0,45	60,70	13,80	3,53	4,32	—	1,23	—	165	—	—
4	AM-71/426	0,050	—	—	0,230	0,100	110	710	7,50	137,00	2,99	17,10	210	130	2,42	98,80	25,10	1,83	1,88	0,51	0,65	—	215	—	—
5	AM-72/400	0,016	0,110	—	0,220	0,880	—	340	2,54	121,00	2,04	12,50	210	6860	16,60	3,71	18,60	0,48	0,14	—	0,14	—	129	0,039	—
6	AM-78/401	0,055	0,690	6,860	3,730	0,550	495	115	9,49	64,20	1,49	11,30	—	1060	9,43	17,00	6,92	0,31	10,40	0,88	2,78	—	—	0,010	—
7	AM-73/288	0,030	0,260	—	1,400	1,020	—	480	2,85	93,20	4,23	19,30	130	3490	24,30	43,70	46,40	0,97	6,40	—	1,20	0,34	14	—	—
8	AM-82/169	0,049	0,150	—	0,720	0,150	—	970	12,30	54,50	8,25	30,50	160	1430	8,84	12,30	9,96	2,20	1,64	0,36	0,51	2,56	115	0,005	—
9	AM-105/261	0,051	2,180	71,800	1,340	0,310	39	25	12,40	68,50	2,81	30,50	270	380	2,79	42,30	20,70	3,60	0,53	1,15	1,41	—	230	0,011	—
10	AM-65/228	0,064	4,140	242,600	1,960	0,053	52	4490	18,50	62,70	3,33	31,40	—	40	3,85	143,80	—	2,16	1,93	0,51	1,86	0,17	360	—	—
11	AM-81/289	0,089	4,540	—	1,710	1,020	525	1575	14,80	67,10	4,12	19,20	210	—	12,20	9,24	7,22	0,84	4,09	0,86	0,64	—	—	0,020	—
12	AM-99/179	0,049	1,840	—	1,230	0,180	245	1205	11,40	77,60	1,89	18,80	80	480	—	34,70	13,40	1,91	2,58	0,70	0,84	—	400	—	—
13	AM-70/459	0,091	1,920	3,530	6,820	1,750	220	1220	13,60	76,80	3,40	27,50	280	10	4,99	48,30	3,71	3,72	0,60	0,68	2,34	—	56	0,040	—
14	AM-18/67	0,310	0,550	105,500	3,090	0,660	430	300	25,70	655,80	6,38	31,30	920	140	3,61	42,50	5,01	6,26	3,02	—	1,28	0,58	—	0,005	—
15	AM-15/108	0,240	—	—	1,360	0,500	47	1585	14,90	79,40	4,02	17,70	320	60	7,66	0,53	0,64	0,49	0,74	0,73	0,92	—	—	—	—
16	AM-62/510	0,054	2,550	70,000	2,940	3,670	245	2180	12,40	48,80	3,34	20,10	490	—	7,61	1,83	0,19	0,38	4,87	0,88	0,93	0,66	—	—	—
17	AM-85/345	2,760	—	58,400	1,950	2,750	325	85	12,70	24,20	4,59	18,20	590	—	1,24	3,58	0,86	6,60	0,88	2,29	9,97	2,65	56	—	—
18	AM-19/37	0,430	5,820	35,700	2,510	1,020	425	265	24,10	121,00	7,54	35,20	630	—	4,69	0,60	0,22	4,97	3,63	1,47	1,70	—	—	—	—
19	AM-52/430	0,085	0,021	316,400	1,060	5,040	55	855	13,40	60,70	2,83	25,10	—	—	3,71	155,00	10,40	3,05	1,42	—	0,47	—	46	—	—
20	AM-7/213	1,240	0,410	42,700	1,280	0,240	360	210	22,90	78,70	6,52	27,90	310	—	4,47	15,10	—	6,95	0,97	1,19	3,23	—	—	—	—
21	AM-4/48	2,530	—	—	3,710	0,180	36	560	23,60	117,00	6,04	25,60	—	160	4,87	2,93	1,40	4,96	0,86	6,25	0,10	0,77	—	—	—
22	AM-19/344	1,990	—	96,800	4,210	0,380	125	375	26,90	3,17	7,47	26,00	330	70	6,80	2,12	4,44	0,66	5,68	1,24	4,98	—	—	0,015	—
23	AM-81/329	0,360	6,590	72,400	2,280	0,690	440	280	19,90	92,40	5,61	31,20	—	—	8,84	31,20	0,26	4,77	5,66	1,23	1,16	—	—	0,007	—
25	AM-16/192	1,490	3,990	51,500	15,900	3,180	605	350	32,80	47,70	9,32	25,30	—	—	1,02	3,58	0,40	1,12	2,23	1,26	6,02	0,24	—	—	—
26	AM-4/95	1,610	3,470	84,000	3,990	0,770	375	115	20,60	59,90	5,46	23,30	—	—	15,60	5,28	2,08	6,62	2,10	4,78	1,07	—	—	—	—
27	AM-15/268	1,680	0,340	42,700	—	4,170	975	640	31,40	13,90	9,39	24,60	620	—	4,99	3,69	2,26	2,19	4,86	1,31	4,34	—	—	—	—
28	AM-63/461	0,043	0,970	—	2,230	5,370	300	2170	12,30	7,26	2,98	19,80	90	—	9,59	10,30	3,99	0,33	8,15	1,84	1,64	—	—	0,008	—

Таблица 4.14 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	
29	AM-4/77	1,100	0,620	93,900	3,410	4,260	735	285	21,30	49,10	5,38	23,70	—	—	13,00	11,40	—	0,94	2,40	2,35	3,49	1,23	—	—	—	
30	AM-19/76	0,740	1,810	83,900	0,600	5,370	330	175	21,60	72,40	5,95	34,10	90	—	4,39	47,80	2,03	0,98	1,90	2,82	1,70	—	—	—	—	
31	AM-68/652	0,072	0,290	40,200	0,580	5,520	425	705	14,50	61,70	4,51	21,90	—	—	14,30	108,30	9,22	3,93	1,52	1,47	2,56	—	—	0,016	—	
32	AM-9/172	0,044	3,440	—	3,260	6,080	320	350	21,30	75,00	5,39	18,90	670	70	2,32	64,50	2,45	5,10	0,49	—	1,85	—	—	—	—	9,20
33	AM-76/508	0,065	4,850	47,000	0,300	5,520	300	485	21,30	84,70	4,99	14,50	280	—	0,57	36,10	1,02	5,29	1,08	2,27	1,71	—	—	—	0,009	—
34	AM-76/494	0,070	1,840	70,000	1,670	9,700	400	740	21,80	95,90	5,35	65,60	70	—	3,08	225,80	3,02	0,18	3,12	0,56	0,32	0,83	—	—	—	—
35	AM-57/384	0,050	3,680	104,700	11,200	8,860	495	1090	11,70	61,40	3,30	19,00	—	—	2,03	1,46	0,36	3,78	—	0,95	2,34	—	76	—	—	—
36	AM-60/588	0,076	0,550	5,020	3,330	6,270	955	490	13,20	219,40	3,65	19,30	330	—	10,20	0,70	0,93	2,07	9,02	0,96	1,94	—	—	—	—	8,29
37	AM-50/614	0,073	1,680	—	1,390	4,310	295	495	11,10	6,23	2,68	12,20	170	—	14,20	1,53	0,41	1,48	3,14	0,66	0,35	—	—	—	—	—
38	AM-10/318	0,038	1,110	58,400	6,320	0,260	185	430	5,31	67,10	9,60	5,85	270	1000	6,11	5,43	5,05	1,31	26,60	2,49	1,42	0,27	—	—	0,007	—
39	AM-16/275	0,039	0,380	—	—	0,095	535	310	14,90	58,70	16,60	28,20	—	90	7,14	4,00	4,44	0,32	8,77	0,92	1,34	—	—	—	—	—
40	AM-50/596	0,024	0,340	22,500	0,660	7,960	160	1725	5,18	46,50	1,56	16,00	770	40	4,72	1,83	3,79	2,79	7,37	1,56	0,58	—	—	—	0,002	—
41	AM-56/475	0,014	0,062	48,400	7,710	2,380	89	210	12,60	85,20	5,45	34,40	—	—	2,20	1,00	12,80	0,27	2,88	1,07	0,15	0,38	51	—	—	—
42	AM-84a/374	0,051	0,630	39,900	0,250	11,300	105	1370	10,30	0,38	2,63	17,70	120	—	0,30	3,53	0,26	1,16	1,42	1,27	0,78	0,72	—	—	—	—
43	AM-68/660	0,100	—	—	3,520	11,300	53	205	13,70	50,30	3,32	14,00	—	30	5,67	6,34	5,95	3,14	8,94	0,74	0,81	0,76	—	—	—	—

Примечание: прочерк в ячейке таблицы — элемент не определялся.

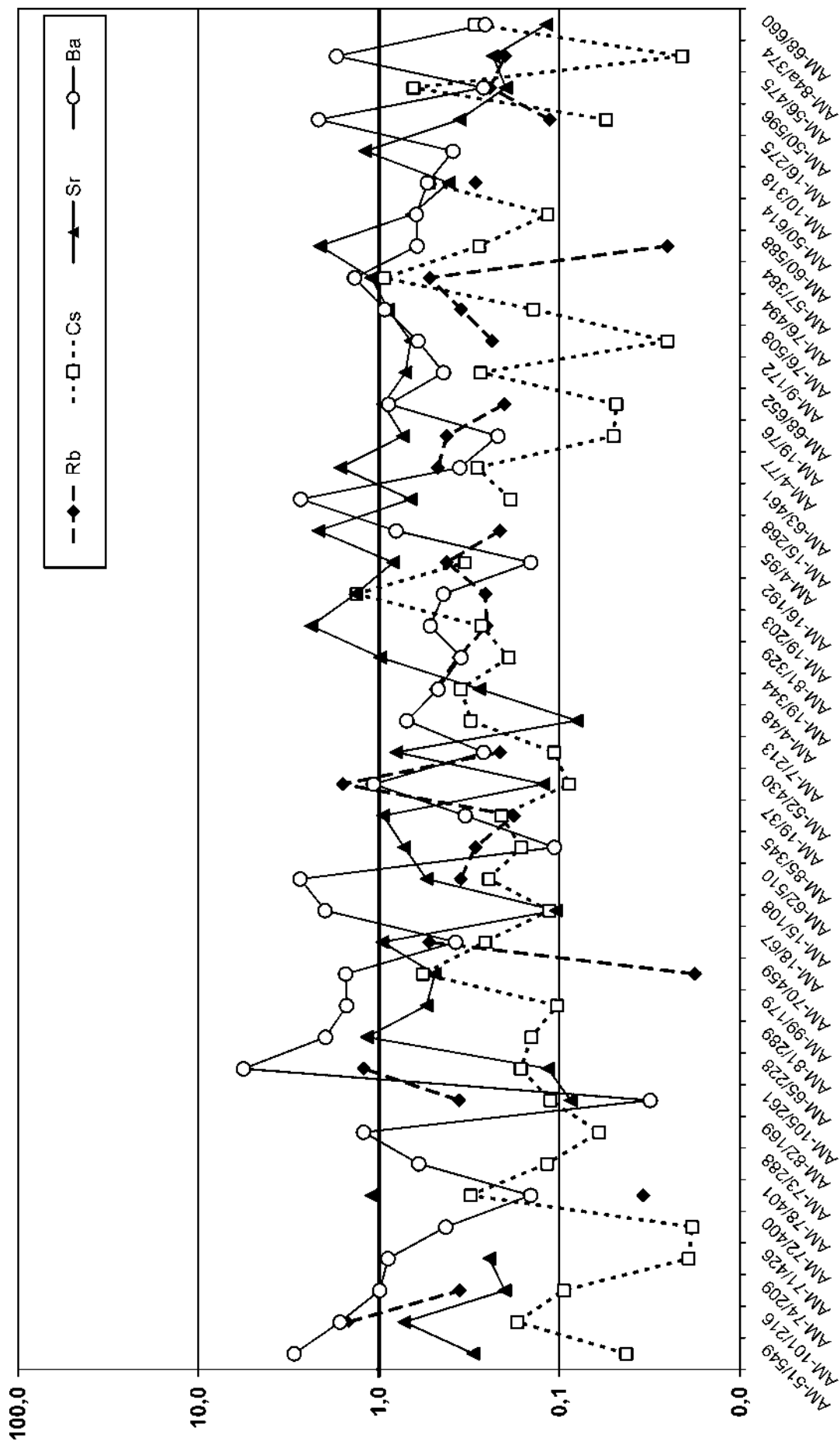


Рис. 4.32. Характер распределения малых элементов, нормированных к осадочным породам, в углеродистых отложениях Амурского месторождения

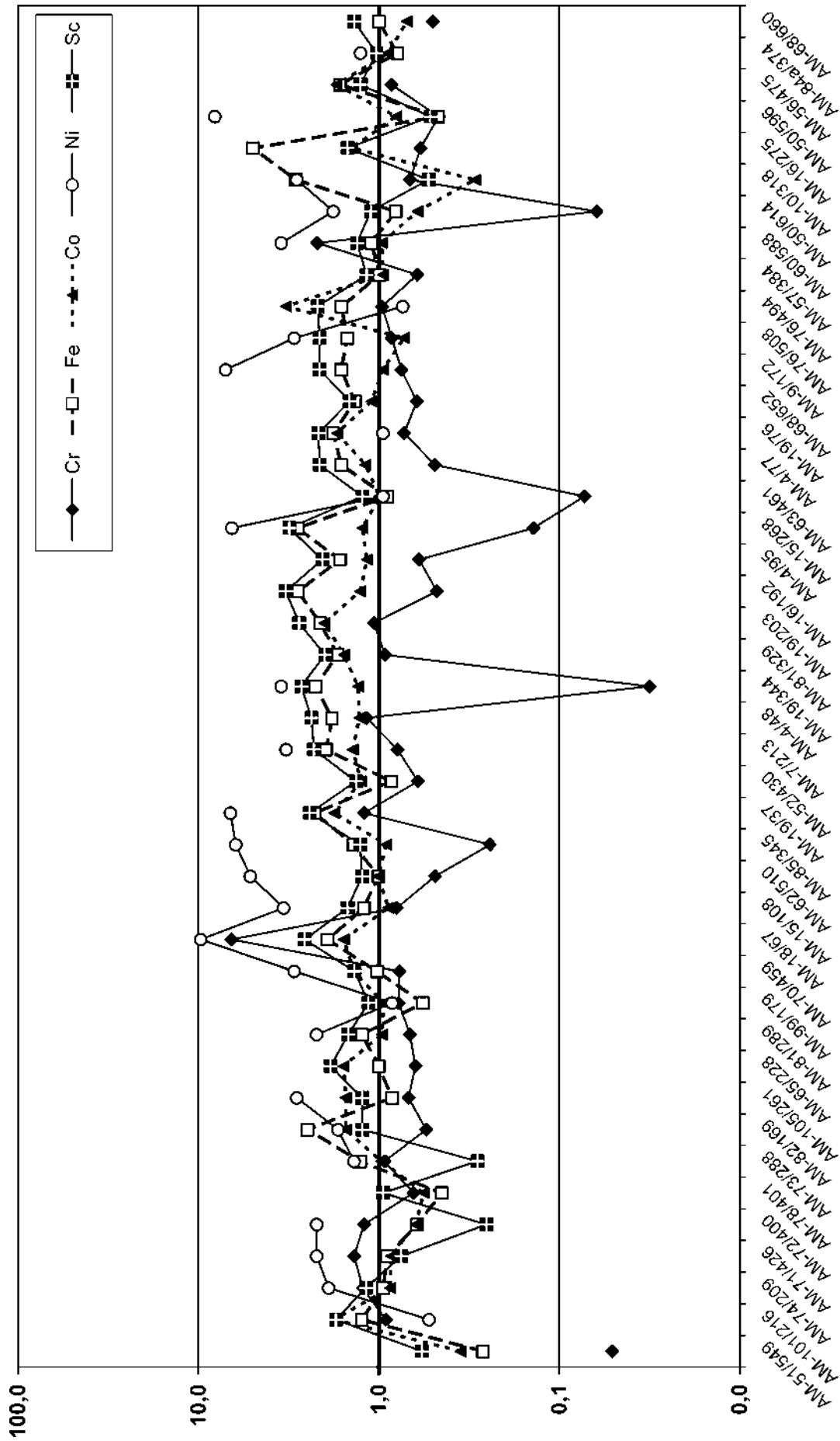


Рис. 4.32 (продолжение)

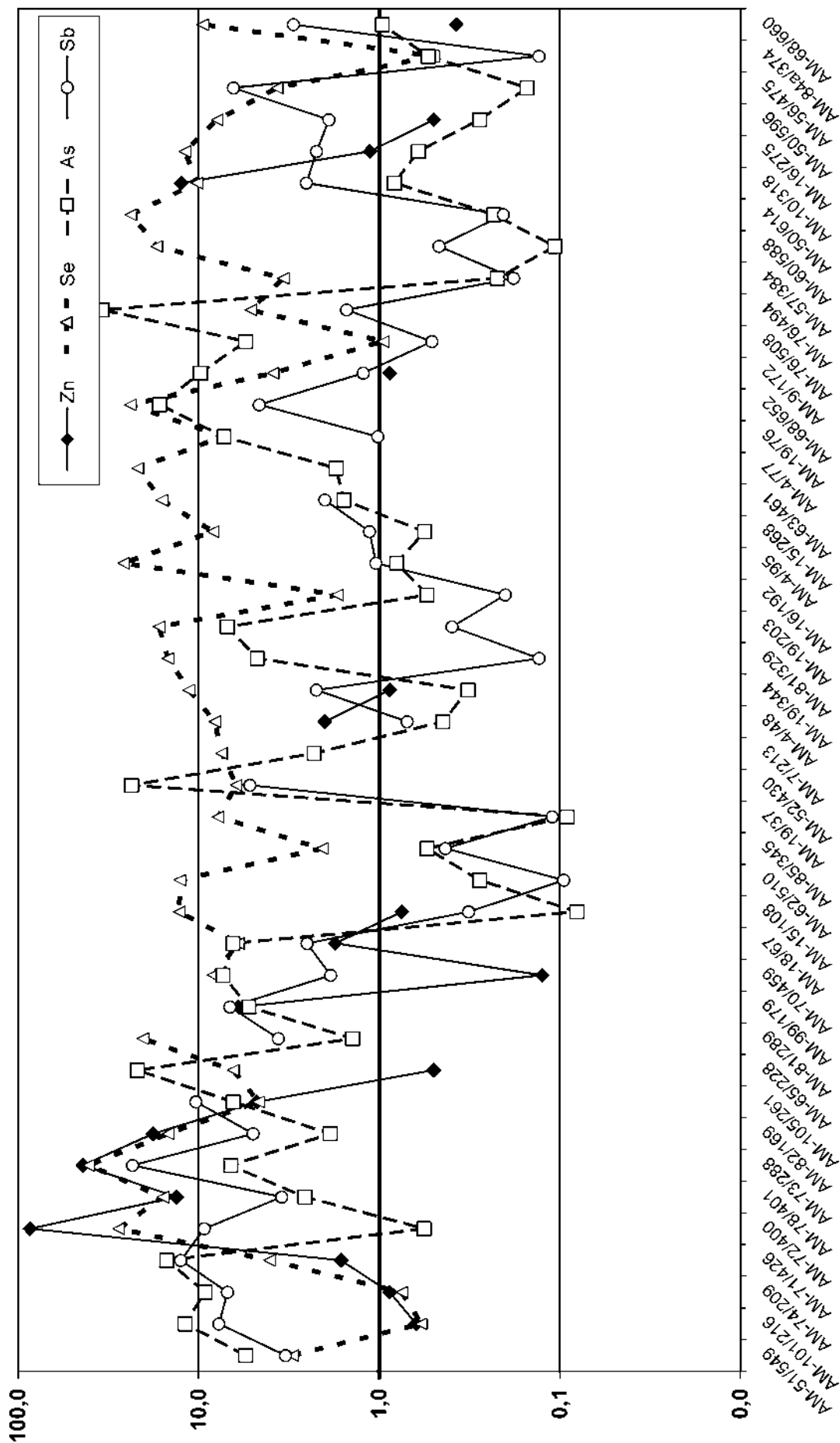


Рис. 4.32 (продолжение)

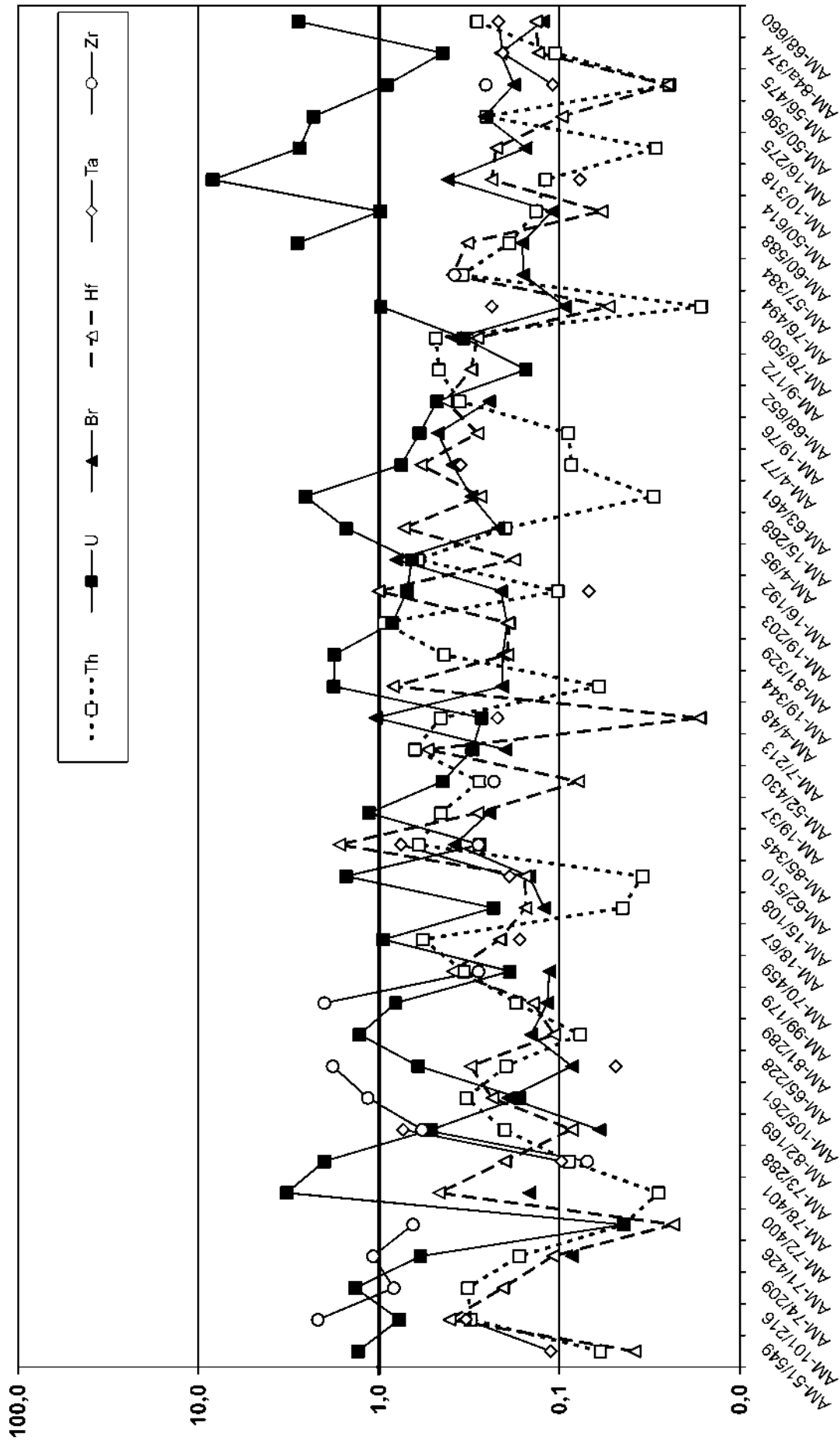


Рис. 4.32 (окончание)

Таблица 4.15

Содержания благородных металлов в штуфных пробах углеродистой толщи

№№ п/п	№№ проб	Au, г/т	Pd, г/т	Pt, г/т	Rh, г/т	Ir, г/т
1	2	3	4	5	6	7
1	AM-4/77	0,1	0,077	0,014	0,0069	0,011
2	AM-6/515	0,011	0,0022	< 0,001	—	—
3	AM-9/187	1,65	0,28	0,0038	0,0066	0,0025
4	AM-9/341	0,11	0,55	0,0075	< 0,0005	< 0,0005
5	AM-15/139	0,053	0,22	0,0025	0,0009	0,0038
6	AM-15/222	0,12	0,21	< 0,0005	0,002	0,0063
7	AM-17/154	0,017	0,0010	< 0,001	—	—
8	AM-19/245	0,096	0,12	0,0075	< 0,0005	0,0025
9	AM-20/314	< 0,005	0,0017	0,0014	—	—
10	AM-22/243	0,0065	0,0012	< 0,001	—	—
11	AM-22/260	0,0092	0,0017	< 0,001	—	—
12	AM-22/353	0,0075	0,0035	0,0043	—	—
13	AM-22/371	0,011	0,0039	0,0032	—	—
14	AM-30/124	0,0041	0,0020	0,0018	—	—
15	AM-30/285	0,0041	0,0049	0,0045	—	—
16	AM-31/717	0,0079	0,0026	< 0,001	—	—
17	AM-32/290	0,0035	0,0029	0,0031	—	—
18	AM-32/362	0,011	0,0054	< 0,001	—	—
19	AM-32/532	0,29	< 0,001	< 0,001	—	—
20	AM-32/545	0,028	0,0035	0,0039	—	—
21	AM-33/364	0,011	0,012	0,0053	—	—
22	AM-33/610	0,013	0,0027	< 0,001	—	—
23	AM-37/447	0,0031	0,0012	< 0,001	—	—
24	AM-37/455,5	0,0035	0,0065	0,0049	—	—
25	AM-37/462	0,0045	0,0029	< 0,001	—	—
26	AM-37/522	0,0087	0,011	0,011	—	—
27	AM-38/139	< 0,005	< 0,001	0,0016	—	—
28	AM-38/490	0,042	0,028	0,062	—	—
29	AM-38/505	< 0,001	0,0010	0,0040	—	—
30	AM-39/172	< 0,005	0,0019	0,005	—	—
31	AM-39/196	0,0017	0,0044	0,0050	—	—
32	AM-39/200	0,0023	0,0052	0,0004	—	—
33	AM-40/146	< 0,001	0,0052	0,0069	—	—
34	AM-40/161	0,0039	0,0077	0,0092	—	—
35	AM-40/174	< 0,001	< 0,001	0,0037	—	—
36	AM-40/37	0,0042	0,0017	0,0095	—	—
37	AM-44/86	< 0,005	< 0,001	0,0023	—	—
38	AM-45/261	< 0,005	< 0,001	< 0,001	—	—
39	AM-45/566	0,0079	0,0028	0,0012	—	—
40	AM-45/602	0,0019	0,013	0,012	—	—
41	AM-46/404	< 0,001	0,0053	0,016	—	—
42	AM-46/468	0,0094	0,034	0,060	—	—
43	AM-47/191	< 0,005	< 0,001	0,0011	—	—
44	AM-49/275	0,031	0,0045	0,016	—	—
45	AM-49/405	0,0039	< 0,001	< 0,001	—	—
46	AM-49/422	< 0,001	0,0025	0,0012	—	—
47	AM-49/447	< 0,001	0,011	< 0,001	—	—
48	AM-50/593	3,19	0,15	0,015	0,0019	< 0,0005
49	AM-50/596	0,12	0,14	0,014	0,0015	0,0025
50	AM-55/517	0,061	0,12	0,0088	0,0028	0,0063

Таблица 4.15 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7
51	AM–56/450	0,18	0,083	0,0025	< 0,0005	0,028
52	AM–58/217	0,35	0,33	0,52	0,039	0,019
53	AM–60/598	0,07	0,08	0,0025	0,0008	0,016
54	AM–62/500	0,025	0,098	0,0075	0,002	0,023
55	AM–66/190	0,01	0,1	0,0088	0,0036	0,01
56	AM–67/121	0,27	0,65	0,005	0,003	0,016
57	AM–69/421	1,79	0,09	0,0063	0,0015	0,014
58	AM–69/589	0,022	0,16	0,0088	0,0058	0,036
59	AM–70/481	0,006	0,063	0,018	0,0019	0,014
60	AM–71/432	< 0,0005	0,02	0,011	0,0029	0,005
61	AM–73/290	0,026	0,12	0,0038	0,001	0,0038
62	AM–74/209	0,053	0,29	0,014	0,0068	0,005
63	AM–75/156	0,099	0,39	0,0088	0,0024	< 0,0005
64	AM–76/494	0,091	0,061	0,0075	0,016	0,0063
65	AM–84A/374	0,04	0,12	0,0025	0,014	0,011
66	AM–89/149	< 0,005	0,0018	0,0056	–	–
67	AM–99/170	0,025	0,03	0,01	< 0,0005	0,001
68	AM–102/180	0,19	0,072	0,003	< 0,0005	0,009
69	AM–103/164	0,024	0,014	0,004	< 0,0005	0,022
70	AM–105/247	0,021	0,079	0,015	< 0,0005	0,008
71	AM–105/264	0,01	0,006	0,006	< 0,0005	0,01
72	AM–106/145	0,039	0,025	0,001	< 0,0005	0,02
73	AM–108/497	< 0,001	< 0,001	0,0010	–	–
74	AM–118/66,2	0,0078	< 0,001	0,0024	–	–
75	AM–131/437	< 0,001	0,0047	0,0031	–	–
Среднее по 75 пробам		0,13	0,067	0,014		

Примечания: жирным шрифтом выделены повышенные содержания металлов; прочерк в ячейке таблицы — элемент не определялся.

связаны с локальными депрессиями в пределах мелководной шельфовой части водного бассейна (см. рис. 4.22).

Известно, что основным методом решения задачи по установлению локальных уровней развития благороднометальной минерализации является **бороздвое опробование** наиболее привлекательных с металлогенической точки зрения интервалов углеродистой толщи, показавших лучший результат на постановочном этапе при штучном её опробовании. Учитывались при этом и данные изучения тех же проб на вольфрам и молибден, что позволяло в конечном счёте проследить связь, если она имеется, между благородными и редкими металлами.

Всего отобрано и проанализировано в Аналитическом центре ФГУП ЦНИГРИ 35 проб длиной 1 м (табл. 4.16). К сожалению, значимых содержаний золота в бороздовых пробах не установлено. Лишь две пробы показали повышенные содержания: 55 мг/т и 48 мг/т, что находится в пограничной области между сильной аномалией (35–50 мг/т) и рудогенной аномалией (> 50 мг/т) или составляет 5–6 фоновых его значений.

Платиноиды. Сульфидизированные (пирит, пирротин) углеродсодержащие породы рудовме-

щающей терригенной толщи, судя по **штучному опробованию**, перспективны на палладий, максимальные концентрации которого — 0,65 и 0,55 г/т (см. табл. 4.15). Интерес представляет тот факт, что по всем изученным образцам отмечены стабильно высокие содержания палладия в скважинах, расположенных в крайней восточной части вулканогенной толщи близ её контакта с терригенной.

В отношении платины рассматриваемые отложения менее интересны, её среднее содержание в 5 раз меньше, чем палладия, и составляет 14 мг/т, что только в 1–3 раза превышает фоновые значения. Вместе с тем одна проба с содержанием 0,55 г/т резко выделяется на фоне всех остальных ещё и аномально высокими концентрациями золота и палладия. Это хороший признак для проведения дальнейших аналитических исследований углеродистых образований.

По иридию и родию все значения находятся либо в пределах фона, либо в пределах обнаружения (средние содержания Ir — 10 мг/т, Rh — 5 мг/т).

Бороздвое опробование показало, что можно лишь отметить несколько проб, где содержание платины составляет 13 мг/т и 20–30 мг/т, палладия — 1,5 мг/т и 15–18 мг/т, что всего в 1,5–2 раза

выше фоновых значений для углеродистых отложений Урала (см. табл. 4.16).

Таблица 4.16

Содержания благородных металлов в борзодовых пробах углеродистой толщи

№№ п/п	№№ образца	Au, г/т	Pt, г/т	Pd, г/т
1	AM-9/186-187	0,055	0,0034	0,0027
2	AM-9/187-188	< 0,005	0,0033	0,0035
3	AM-9/188-189	< 0,005	0,0021	0,0031
4	AM-9/189-190	< 0,005	0,0019	0,0022
5	AM-9/340-341	< 0,005	0,0016	0,0026
6	AM-9/341-342	< 0,005	0,0012	0,0028
7	AM-50/590,5-591,4	< 0,005	< 0,001	0,0021
8	AM-50/591,4-592,3	< 0,005	< 0,001	< 0,001
9	AM-50/592,3-593,2	< 0,005	0,0011	0,002
10	AM-50/593,2-594,2	< 0,005	0,0053	0,0073
11	AM-67/120,9-121,7	< 0,005	0,0025	0,002
12	AM-67/121,7-122,6	< 0,005	0,002	0,0026
13	AM-67/122,6-123,6	0,048	0,0035	0,0049
14	AM-69/419,6-420,6	< 0,005	< 0,001	0,0022
15	AM-69/420,6-421,6	< 0,005	< 0,001	0,0012
16	AM-69/421,6-422,6	< 0,005	< 0,001	0,0023
17	AM-69/422,6-423,6	< 0,005	< 0,001	0,0012
18	AM-22/370-371	< 0,005	< 0,001	< 0,001
19	AM-22/371-372	< 0,005	0,0012	< 0,001
20	AM-32/530-531	< 0,005	0,001	< 0,001
21	AM-32/531-532	< 0,005	< 0,001	0,002
22	AM-32/532-533	< 0,005	< 0,001	< 0,001
23	AM-33/608-609	< 0,005	< 0,001	< 0,001
24	AM-33/609-610	< 0,005	< 0,001	< 0,001
25	AM-33/610-611	< 0,005	< 0,001	< 0,001
26	AM-37/454,5-455,5	< 0,005	0,0024	0,0013
27	AM-37/455,5-456,5	< 0,005	0,013	0,0014
28	AM-38/489-490	< 0,005	0,03	0,018
29	AM-38/490-491	< 0,005	0,02	0,015
30	AM-46/467-468	< 0,005	0,0033	0,0044
31	AM-46/468-469	< 0,005	0,0032	0,0012
32	AM-49/274-275	< 0,005	< 0,001	< 0,001
33	AM-49/275-276	< 0,005	< 0,001	< 0,001
34	AM-4/78,8-79,8	< 0,005	0,0021	< 0,001
35	AM-4/75,8-76,8	< 0,005	0,0017	< 0,001

Вольфрам, молибден. Геохимия вольфрама и молибдена в чёрных сланцах достаточно изучена. Так, в них известны мощнейшие геохимические аномалии редких металлов, а также отмечена тесная ассоциация вольфрамовых и молибденовых стратиформных руд с углеродистыми отложениями.

Все определения вольфрама, молибдена и ванадия выполнены в Аналитическом сертификационном испытательном центре (АСИЦ) ВИМС (директор В.С. Кордюков) фотометрическим ме-

тодом. Нижние пределы чувствительности метода для W и Mo — 0,002% (20 г/т), для V — 0,0005% (5 г/т).

Содержания ванадия, стабильно укладываемые в кларковый интервал для углеродистых сланцев, составляющий 180–200 г/т [Юдович, Кетрис, 1991], в лучшем случае достигают 600–800 г/т (табл. 4.17).

Для молибдена имеем несколько другую картину — в большинстве проанализированных образцов его концентрации колеблются в пределах 10–90 г/т, что соответствует либо кларковому содержанию (14–20 г/т), либо аномалии (20–100 г/т). Однако в двух случаях концентрация молибдена достигает 120 и даже 400 г/т, укладывается в интервал рудогенной аномалии и соответствует промышленному значению.

Таблица 4.17

Содержания редких металлов в штучных пробах углеродистых сланцев

№№ п/п	№№ проб	Содержание, % масс.		
		W	Mo	V
1	AM-55/517	0,0026	0,0036	0,0075
2	AM-56/450	0,023	0,0018	0,0054
3	AM-58/217	0,0046	< 0,0010	0,013
4	AM-66/190	0,0026	< 0,0010	0,0045
5	AM-67/121	0,0046	< 0,0010	0,0084
6	AM-71/432	0,0070	< 0,0010	0,023
7	AM-73/290	0,0026	0,0018	0,060
8	AM-74/209	0,009	0,0066	0,043
9	AM-75/156	0,0026	< 0,0010	0,031
10	AM-99/170	0,011	0,0094	0,063
11	AM-102/180	0,013	0,0046	0,080
12	AM-103/164	0,0046	< 0,0010	0,026
13	AM-105/247	0,0070	0,0046	0,042
14	AM-105/264	0,0046	0,0046	0,023
15	AM-106/145	0,0026	0,0010	0,025
16	AM-4/77	0,22	0,040	0,019
17	AM-9/187	0,0034	0,0076	0,023
18	AM-9/341	0,0026	0,0044	0,018
19	AM-15/139	0,0070	0,0036	0,028
20	AM-15/222	0,009	0,0024	0,023
21	AM-50/593	< 0,0020	0,0044	0,0040
22	AM-50/596	0,009	0,0066	0,055
23	AM-60598	0,0025	0,0036	0,0096
24	AM-76/494	0,0026	0,0032	0,012
25	AM-84a/374	0,0026	0,0036	0,018
26	AM-19/245	0,0034	0,0086	0,035
27	AM-62/500	0,0026	0,0066	0,0061
28	AM-69/421	0,0032	0,0024	0,032
29	AM-69/589	0,0026	0,0065	0,018
30	AM-70/481	0,0026	0,012	0,019
Среднее		0,0126	0,0053	0,0258

Весьма интересный материал получен при анализе результатов исследования углеродистых сланцев на вольфрам. Среднее содержание вольфрама в углеродистых образованиях флишеидной толщи по 49 *штупным пробам* 134 г/т (максимальное — 2200 г/т, что для данной формации является ураганным значением) (см. табл. 4.17). Примечательно, что ещё в четырёх пробах получены содержания вольфрама выше 0,01%, а ещё в трёх — 0,009%. Минимально промышленной для вольфрама считается концентрация в 0,008% (80 г/т).

Суммируя результаты, отметим следующую закономерность — все 26 проб, в которых выявлены содержания более 0,01% вольфрама (см. табл. 4.17, табл. 4.18), принадлежат восточной половине рассматриваемой территории, где отмечается максимальное влияние Суундукского гранитного массива (в пределах которого и во вмещающих породах установлен ряд пегматитовых узлов и кварцевых жил с бериллиевым, висмутовым, молибденовым и вольфрамовым оруденением). В этой связи вряд ли случайным является тот факт, что две пробы с ураганным значением вольфрама приурочены к углеродистым отложениям, подвергнутым процессам окварцевания и карбонатизации.

Таблица 4.18

Содержания (масс. %) W и Mo в штупных пробах углеродистых сланцев

№№ п/п	№№ проб	Содержание, % масс.	
		Mo	W
1	2	3	4
1	AM-3/142	0,0008	0,0040
2	AM-3/206	0,0010	0,0020
3	AM-14/326	0,0008	0,0070
4	AM-17/257	< 0,0005	0,010
5	AM-17/278	< 0,0005	0,0070
6	AM-20/314	0,0044	0,0070
7	AM-21/163	< 0,0005	0,010
8	AM-22/63	0,0008	0,0080
9	AM-22/259	0,0020	0,0070
10	AM-23/186	0,0040	0,0080
11	AM-26/404	0,0044	0,016
12	AM-27/236	0,0028	0,016
13	AM-27/400	0,0028	0,010
14	AM-30/113	0,0020	0,016
15	AM-30/351	0,0008	0,018
16	AM-31/425	0,0008	0,013
17	AM-31/660	0,0010	0,018
18	AM-32/203	0,0010	0,018
19	AM-32/449	0,0008	0,022
20	AM-33/350	0,0010	0,022
21	AM-33/464	0,0044	0,0090
22	AM-35/239	0,0080	0,18
23	AM-37/202	0,0036	0,013

1	2	3	4
24	AM-37/473	0,0024	0,0010
25	AM-38/139	< 0,0005	0,0020
26	AM-38/338	0,0008	< 0,0010
27	AM-39/172	0,0064	0,0090
28	AM-40/124	0,0072	0,0010
29	AM-40/178	< 0,0005	0,0010
30	AM-44/169	< 0,0005	0,0012
31	AM-44/86	0,0024	0,0050
32	AM-45/261	0,0012	0,0010
33	AM-45/597	0,0024	0,0020
34	AM-46/84	0,0012	0,0012
35	AM-46/248	0,0036	0,0010
36	AM-47/191	< 0,0005	0,0060
37	AM-47/205	0,0012	0,0020
38	AM-48/242	0,0026	0,010
39	AM-48/60	0,0046	0,0070
40	AM-49/259	0,0068	0,010
41	AM-89/135	0,011	0,016
42	AM-89/149	0,0020	0,0080
43	AM-117/40	0,0014	0,0070
44	AM-117/53	0,0036	0,011
45	AM-118/36	0,0026	0,014
46	AM-118/66,2	0,0036	0,021
47	AM-120/114	0,0026	0,055
48	AM-121/62	0,0026	0,0090
49	AM-121/83	0,0020	0,014
Среднее		0,0026	0,0134

Бороздovому опробованию были подвергнуты интервалы тех поисковых и оценочных скважин, где отмечены высокие содержания не только W и Mo, но и золота, элементов группы платины.

В результатах фотометрического метода 31 бороздовой пробы углеродистых сланцев обращает на себя внимание тот факт, что средние содержания вольфрама и молибдена практически повторяют данные по штупным пробам: W — 117 г/т, Mo — 38 г/т (против, соответственно, 134 и 26 г/т), что указывает на равномерное распределение редких металлов по разрезам углеродистых сланцев, а также на относительно большую мощность рудоносных уровней в их пределах, сопоставимых с длиной борозды (табл. 4.19).

Подтверждение тому находим при сопоставлении содержаний W в штупной пробе AM-120/114 — 0,055% и бороздовой — AM-120/113,4–114,4 — 0,051%, т.е. минерализованная зона имеет мощность не менее 1 м; в штупной пробе AM-99/170 — 110 г/т и бороздовой 99/166–167 — 110 г/т. Однако не во всех случаях это выдерживается. Так, в штупной пробе AM-4/77 имеем 0,22% W, а в бороздовой — AM-4/76,8–77,8 только 0,006% W, что позволяет говорить в этом случае о небольшой, всего в несколько сантиметров, мощности рудоносного горизонта.

В среднем мощность специализированного на W рудоносного горизонта в пределах рассматриваемой территории соответствует 2,0–2,5 м.

Таблица 4.19
Содержания (масс. %) W и Mo
в бороздовых пробах углеродистых
сланцев

№№ п/п	№№ проб	Содержание, % масс.	
		Mo	W
1	AM-4/75,8-76,8	0,0051	0,0036
2	AM-4/76,8-77,8	0,0010	0,0060
3	AM-4/77,8-78,8	0,0004	0,0070
4	AM-4/78,8-79,8	0,0004	0,0090
5	AM-4/79,8-80,8	0,0064	0,053
6	AM-99/164,5-165,6	0,0032	0,0070
7	AM-99/165,6-166,2	0,0010	0,0050
8	AM-99/166,2-167	0,0026	0,011
9	AM-102/173,5-175	0,0032	0,019
10	AM-102/175-177	0,0044	0,016
11	AM-102/177-178	0,021	0,023
12	AM-102/178-179	0,016	0,024
13	AM-22/371-372	0,0022	0,0050
14	AM-31/716-717	0,0004	0,0020
15	AM-31/717-718	0,0032	0,0042
16	AM-32/531-532	0,0036	0,0042
17	AM-32/532-533	0,0025	0,0040
18	AM-33/608-609	0,0003	0,0010
19	AM-33/609-610	0,0015	0,0010
20	AM-37/454,5-455,5	0,0018	0,0020
21	AM-38/490-491	0,0019	0,0095
22	AM-40/160-161	0,011	0,028
23	AM-40/161-162	0,0056	0,011
24	AM-44/168-169	0,0012	0,015
25	AM-44/169-170	0,0022	0,0015
26	AM-46/467-468	0,0032	0,007
27	AM-47/204-205	0,006	0,012
28	AM-47/205-206	0,0005	0,006
29	AM-49/275-276	0,0016	0,005
30	AM-120/113,4-114,4	0,0016	0,051
31	AM-120/114,4-115,4	0,0012	0,0085
Среднее		0,0038	0,0117

Определённый интерес представляет ответ и на другой вопрос, касающийся генетической связи редкометального и благороднометального оруденения. При сопоставлении результатов анализов штучных проб на золото и элементы группы платины, с одной стороны, и на редкие металлы — с другой, хорошо видно, что в подавляющем большинстве случаев такая связь отсутствует. Лишь в трёх пробах из 21, где отмечены высокие концентрации благородных металлов, имеем довольно высокие содержания вольфрама. В остальных 18 пробах вольфрам находится в незначительных ко-

личествах. По бороздовым пробам ситуации ещё более простая — ни в одной пробе с аномальным значением вольфрама и молибдена нет ни золота, ни платиноидов. Всё это указывает на наложенный характер редкометального оруденения на первично осадочную благородную минерализацию в углеродистых отложениях, несущих стратиформные цинковые руды.

Таким образом, рудовмещающие углеродистые отложения Амурского месторождения несут Pd-Au-W минерализацию. При промышленной обработке цинковых руд данного объекта вопрос о попутном извлечении благородных и редкометальных элементов будет весьма актуальным. Амурское месторождение не является единственным подобного рода объектом даже в пределах Урала. Совмещение благородного и редкометального оруденения известно на Новоусмановской площади (Уралтауский мегантиклинорий) [Рыкус и др., 2002], в северной части Ямантауского и Маярдакского антиклинориев [Сначёв и др., 2007], на Полярном Урале [Тарбаев и др., 1996]. Известно оно и на Сихотэ-Алине [Молчанов и др., 2000].

Приведённый выше аналитический материал позволяет отнести углеродистые отложения западного обрамления Суундукского массива к высокоперспективным на поиски редкометальной и благороднометальной минерализации. Учитывая тот факт, что в рудах штокверкового типа вольфрам-молибденовых месторождений содержание Mo составляет 0,03–0,1%, а WO₃ — 0,06–0,22% [Покалов, 1982], а на рассматриваемой площади, по нашим данным, максимальные значения Mo достигают соответственно 0,012 и 0,04%, W — 0,18 и 0,22% (среднее по 79 пробам 0,013%), поисковые работы в её пределах несомненно должны быть продолжены.

Обратимся к подсчёту прогнозных ресурсов.

При прогнозе ресурсов отдельных рудных тел, месторождений и продуктивных образований по категории P₂ можно использовать формулу:

$$Q_x = k \cdot S_x \cdot H_x \cdot C_m \cdot D,$$

где Q_x — прогнозные ресурсы компонента или руды, т;
S_x — предполагаемая площадь распространения оруденения на некотором горизонте (например, площадь выхода на дневную поверхность), м²;
H_x — экстраполируемая глубина распространения оруденения (глубина прогнозирования), м;
C_m — содержание компонента в руде, удельная продуктивность или коэффициент рудоносности (содержание руды в продуктивных образованиях, т/т);
D — средняя плотность пород объектов, т/м³;
k — коэффициент надёжности прогноза; его значения принимаются на основании экспертной оценки (k = 0,3–0,5 при низкой, 0,5–0,8 — при высокой, 0,8–1,0 — при очень высокой достоверности данных).

Учитывая различные генетические особенности, а также пространственную разобщённость благороднометального и редкометального оруденения подсчёт прогнозных ресурсов Au, Pd, с одной стороны, и W — с другой, выполнен ниже отдельно.

Золото, палладий. Исходные данные для подсчёта ресурсов по категории P_2 следующие:

1. Предполагаемая площадь развития оруденения соответствует таковой двух палеодепрессий, в пределах которых накапливались углеродистые отложения с пирит-сфалеритовым и благородно-метальным оруденением (участки Амурского месторождения и к северо-востоку от него), и составляют $1,4 \text{ км}^2$ (S_x).

2. Расчёт средней мощности минерализованных уровней в углеродистых сланцах на данном объекте не представляется возможным в силу отсутствия значимых результатов на Au и Pd в бороздовых пробах. По аналогии с месторождением тимского типа, к числу которых принадлежит рассматриваемое оруденение, где в разрезе высокоуглеродистых образований фиксируется несколько различных по мощности слоёв и горизонтов с золото-платинометальной минерализацией (от 0,2–0,5 до 10–20 м) [Додин и др., 2000], нами параметр N_x принят в размере 3 м.

3. Согласно табл. 4.15, среднее содержание золота и палладия по штуфным пробам (C_m), отобранным из углеродистых сланцев только в пределах Амурского месторождения и северо-восточного участка (скв. 9, 15 и все оценочные с номерами от 50 и более), составляют соответственно 0,27 и 0,15 г/т.

4. Средняя плотность углеродистых образований (D) — $2,6 \text{ т/м}^3$, коэффициент надёжности прогноза (K) — 0,7.

Тогда прогнозные ресурсы по категории P_2 составляют: 7,644 млн. т руды, 2064 кг золота и 1147 кг палладия.

Вольфрам. Исходные данные для подсчёта прогнозных ресурсов вольфрама по категории P_2 следующие:

1. Предполагаемая площадь развития минерализации с вольфрамом охватывает восточную часть геологического отвода, ограниченную с запада меридиональной линией, проходящей через скв. 3 и 35, а с востока — скв. 21 и 33, т.е. $1,8 \text{ км} \cdot 5,0 \text{ км} = 9 \text{ км}^2$.

2. Средняя мощность рудоносного горизонта, согласно приведённым выше расчётам, составляет 2,5 м.

3. Среднее содержание вольфрама в углеродистых сланцах по данным бороздового опробования — 120 г/т.

4. Средняя плотность пород и коэффициент надёжности прогноза те же, что и при расчётах для благородных металлов.

Прогнозные ресурсы по категории P_2 для W составляют:

руды — $9 \text{ км}^2 \cdot 3 \text{ м} \cdot 2,6 \text{ т/м}^3 \cdot 0,7 = 49,14 \text{ млн. т}$;
вольфрама — $49,14 \text{ млн. т} \cdot 120 \text{ г/т} = 5897 \text{ т}$,

что соответствует среднему по размерам объекту [Апельцин, 1982].

4.2. Западный фланг мегасинклиория

4.2.1. Северная часть западного фланга

4.2.1.1. Геологическое положение углеродистых отложений

Рассматриваемая территория находится в северной части западного фланга Магнитогорского мегасинклиория. Сложное геологическое и тектоническое её строение обусловлено расположением напротив Уфимского выступа, в наиболее сжатой части Уральских структур, где сформированные в разное время и в различных геодинамических обстановках структурно-вещественные комплексы претерпели кардинальные изменения в коллизионные этапы развития территории с формированием надвиговых дислокаций и парагенезисов сдвиговых, взбросо-сдвиговых нарушений (рис. 4.33).

Проведённые С.Г. Самыгиным и др. [1998] работы показали, что породы данного района "... Смяты в систему запрокинутых к западу протяжённых линейных складок, в разной степени рассланцованы и претерпели низкотемпературный метаморфизм...". Авторы выделяют здесь два основных структурных комплекса — аллохтонный и параавтохтонный, первый из которых выполняет две синформы (Западную и Восточную).

Нижняя структурная единица обеих синформ сложена в разной степени серпентинизированными гипербазитами, габброидами, диабазами, а также фрагментами осадочного разреза и вулканитами, относимыми традиционно к поляковской свите. Последняя прослеживается в виде двух полос в пределах Западно-Магнитогорской зоны, в юго-западной части Кыштымской площади (см. рис. 4.33; рис. 4.40). Первая из них в районе г. Карабаш обнажена на г. Крестовой, Заводских Горках и на г. Богородской, вторая — восточная, названа В.В. Парфёновым [1989ф] миасской.

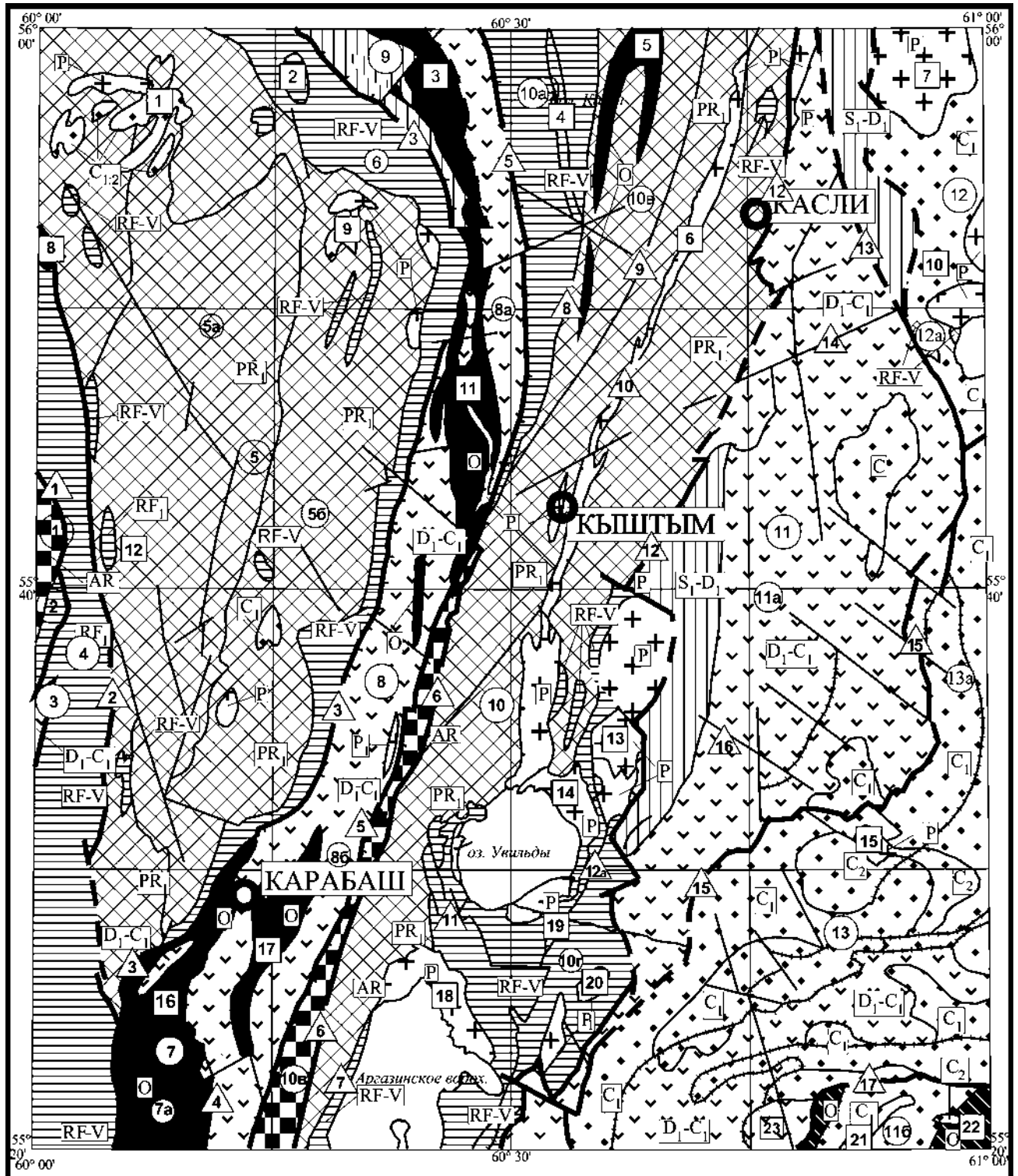
Толща представлена натриевыми афировыми базальтами, реже порфиоровыми, глинисто-кремнистыми и углисто-кремнистыми сланцами, кремнистыми туффитами, углеродистыми песчаниками и алевролитами, редко вулканомиктовыми песчаниками. Взаимоотношения с нижележащими образованиями тектонические, граница с вышележающими породами ирендыкской свиты несогласная. Обнажённость образований толщи недостаточная. Они изучались в отдельных обнажениях и по керну буровых скважин. Мощность поляковской толщи составляет 800–1000 м.

Текстурно-структурные особенности базальтов проявлены во флюидално-полосчатых текстурах, иногда с плоскообломочными горизонтами в их кровле. Структуры пород афировые, интерсертальные,

реже порфировые (вкрапленники уралитизированного пироксена размером до 5 мм). В составе пород плагиоклаз (альбит, олигоклаз), актинолит таблитчатый (по пироксену) и игольчатый в основной массе базальтов, кроме того, повсеместно присутствуют хлорит, эпидот, реже карбонат, цоизит. Из рудных отмечаются магнетит и пирит, иногда

пирротин. На дискриминационных диаграммах фигуративные точки базальтов попадают в поля континентально-рифтогенных толеитов и плато-базальтов.

Возраст свиты надёжно датирован по конодонтам [Иванов и др., 1989; К.С. Иванов, С.Н. Иванов, 1991], а также находками остатков конодонтов



в кремнистых сланцах (сборы О.В. Артюшковой). Они найдены на соседнем южном листе (N-41-VII), южнее Уфимского тракта, в 200 м к югу от высоты 415,3 м [Петров и др., 2002ф]. Комплекс конодонтов имеет плохую сохранность, но по присутствию в нём элементов родов *Prioniodus* и *Periodon*, по заключению Т.М. Мавринской (ИГ УНЦ РАН), возрастной интервал определяется в пределах аренигского века раннего ордовика — среднего ордовика.

Верхняя структурная единица образована двумя свитами — ирендыкской и объединёнными карамалыташской и улутауской (см. рис. 4.34).

Ирендыкская свита распространена в виде узких линзовидных полос в юго-западной части площади работ в пределах Западно-Магнитогорской СФЗ. Её образования представлены пироксен-плагиоклазовыми, плагиоклазовыми и пироксеновыми базальтами, лейкобазальтами, андезибазальтами, их туфами, реже андезитами, туфопесчаниками, кремнистыми сланцами и туффитами. Они повсеместно имеют крутое восточное падение под углом 60–80°. Нижняя граница свиты с поляковской толщей имеет несогласный характер; согласная верхняя граница с карамалыташской свитой описана в обнажениях на г. Крестовой и на северном берегу Богородского пруда [Ракчеев и др., 1961ф].

Порфиновые базальты, преобладающие породы свиты, состоят на 30–60% из вкрапленников уралитизированного пироксена и альбитизированного плагиоклаза, количественные соотношения которых варьируют. Иногда в blastoporphиновых выделениях альбита присутствуют реликты более основного плагиоклаза. Основная масса состоит из микрозернистого эпидота, альбита, актинолита, хлорита, нередко присутствует вторичный кварц. Акцессорные минералы: лейкоксен, апатит. Наименее изменённые разности порфиритов приближаются по составу к известковистым андезибазальтам.

Вулканыты свиты по своим характеристикам отвечают базальтам островодужных толеитовых и известково-щелочных серий.

На основании сходства в составе и по положению в разрезе А.Д. Ракчеев [1961ф] сопоставил описываемую толщу с ирендыкской свитой Магнитогорского района и отнёс её к позднему силуру — раннему девону. Авторы датируют её согласно унифицированным корреляционным схемам и сводной легенде, кроме того возраст свиты определён по макрофауне пражского яруса в известняках на восточном берегу оз. Барны [Кузнецов и др., 2002ф]. На основании этих данных возраст ирендыкской свиты принимается как ранний — средний девон.

Карамалыташская и улутауская свиты объединённые развиты в Западно-Магнитогорской зоне в виде узкой полосы (ширина 4–5 км), протягивающейся от южной до северной границы листа N-41-I. Как и на соседнем южном листе, свиты объединены в связи с масштабом работ, ввиду их сокращённой горизонтальной мощности в узкой сжатой части Тагило-Магнитогорского прогиба, близких литолого-геохимических характеристик и, местами, невозможности их расчленения.

Карамалыташская часть разреза представлена базальтами афировыми, мелкопорфировыми, гиалобазальтами и гиалокластитам, реже андезибазальтами, дацитами, их туфами, риодацитами и прослоями среди лав вишнёвых кремнистых туффитов, кремнисто-глинистыми сланцами. Часть разреза, отвечающая улутауской свите, сложена более разнообразными породами непрерывной серии — базальтами, андезибазальтами, андезитами, андезидацитами, дацитами, плагиориодацитами, плагиориолитами, их туфами, туффитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, углисто-кремнисто-глинистыми и кремнистыми сланцами, с прослоями яшм и известняков. В верхах разреза — полимиктовые конгломераты, вулканомиктовые песчаники, алевролиты, кремнистые сланцы. Взаимоотношения с нижележащей ирендыкской свитой согласные. Обнажённость свит довольно хорошая.

Суммарная мощность карамалыташской и улутауской свит 1800 м. По своим параметрам свиты

Рис. 4.33. Тектоническая схема листа N-41-I (составлена по материалам Б.А. Пужакова, Н.С. Кузнецова, В.П. Савельева, В.И. Петрова, Н.Е. Шулькиной, 2008ф)

В кружочках цифрами показаны главные структурно формационные зоны: 1 — Тараташское поднятие; 2 — Западнобашкирская зона; 3 — Уралтауская зона; 4 — Златоустовская зона; 5 — Уфалейское поднятие; 5а — Кизильский блок, 5б — Слюдорудникский блок; 6 — Куртинская моноклираль; 7 — Вознесенско-Присакмарская зона; 7а — Таловский блок; 8 — Западно-Магнитогорская зона; 8а — Сугомакско-Маукский блок, 8б — Карабашско-Сидоркинская блоково-складчатая структура; 9 — Тагильская аллохтонная зона; 10 — Сысертско-Ильменогорская зона: 10а — Аракульский блок, 10б — Вишнёвогорская антиклиналь, 10в — Селянкинский блок, 10г — Байрамгуловская блоково-складчатая структура; 11 — Челябинско-Адамовская зона: 11а — Новогорненская блоково-складчатая структура, 11б — Метелёвский аллохтон; 12 — Шилово-Коневская зона: 12а — Кожаккульский блок; 13 — Касаргино-Рефтинская зона: 13а — Аргаяшский аллохтон. **В треугольниках цифрами показаны основные разломы:** 1 — Восточно-Тараташская зона расщепления, 2 — Уфимский, 3 — Главный Уральский разлом, 4 — Новотагильский, 5 — Миасский (Миасско-Полевский), 6 — Таткульский, 7 — Аргазинский, 8 — Вишнёвогорско-Селянкинский, 9 — Кыштымский, 10 — Сысертско-Иртышский, 11 — Аракаевская система северо-западных разломов, 12 — Каслинский, 13 — Большекисегацкий, 14 — Берденишский, 15 — Аргаяшский, 16 — Улагачская система косоширотных дислокаций, 17 — Метелёвский надвиг. **В квадратах цифрами показаны интрузивные массивы:** 1 — Нижнеуфалейский, 2 — Шилейский (г. Высокой), 3 — группа тел силачского комплекса, 4 — Каганский, 5 — Вишнёвогорский, 6 — Кыштымский, 7 — Алакизёрский, 8 — Козлиногорский, 9 — Никольский, 10 — Тюбукский, 11 — Сугомакский, 12 — Шигирские сопки, 13 — Сабанайский, 14 — Увильдинский, 15 — Аргаяшский силл, 16 — Таловский, 17 — Карабашский, 18 — Аргазинский, 19 — Беспаловский, 20 — Яумбаевский, 21 — Южнокамышовский силл, 22 — Западнметелёвский, 23 — Кузяшевский

отвечают типичным островодужным образованиям. Средне-позднедевонский их возраст устанавливается по положению в разрезе ниже мукасовского горизонта (лист N-41-VII), охарактеризованного органическими остатками, а также на основании находок фауны среднего — позднего девона [Ракчеев и др., 1961ф].

Учитывая пространственную связь рассматриваемого ниже Черноозёрского проявления золота с Карабашским гипербазитовым массивом, кратко приведём его описание. Карабашский массив расположен в северном замыкании Магнитогорской мегазоны между Уфалейским и Ильменгорско-Сысертским блоками. В плане он имеет сильно вытянутую в меридиональном направлении форму, расширяясь в центре (на широте г. Карабаш) до 1,5 км [Кораблёв и др., 1999ф]. Протяжённость массива по простиранию достигает 6–7 км. Породы массива представлены преимущественно антигоритовыми серпентинитами, менее распространены хризотилитовые серпентиниты с реликтами β -лизардита. Апогарцбургитовые серпентиниты значительно преобладают над аподунитовыми, сравнительно редко отмечены жилы клинопироксенитов. На восточном склоне Золотой Горы встречаются многочисленные блоки вмещающих пород, в юго-восточной части массива — тела лиственитов. По осевой части массива на протяжении более чем 2 км прослеживается серия прерывистых даек родингитов, которые являются рудоконтролирующими для месторождения золота. Также на массиве встречаются редкие тела доломитовых карбонатитов мощностью 0,5–2 м и протяжённостью первые десятки метров, в центральных частях которых отмечен магнетит [Кораблёв и др., 1999ф].

Карабашский массив сложен преимущественно серпентинитами. В редких случаях можно восстановить первичную природу ультрабазитов (лерцолитовую и гарцбургитовую). Аполерцолитовые серпентиниты представлены всего лишь одним образцом. Структура породы петельчатая с наложением на неё чешуйчатой структуры более позднего хризотила.

Степень серпентинизации пород около 90%, пироксены замещены не полностью. Основная ткань породы имеет петельчатое и чешуйчатое строение. Среди апооливинового серпентина — таблитчатые, корродированные зёрна пироксенов, большей частью замещённые тонкозернистым карбонатальк-серпентиновым агрегатом, иногда встречаются псевдоморфозы бастита по энстатиту, а также единичные свежие зёрна диопсида и энстатита (1–4 мм). В моноклинном пироксене наблюдается диалоговая отдельность, в ромбическом — многочисленные ламели диопсида. Погасание нормальное, деформация слабо выражена лишь в зерне энстатита (изгиб трещин спайности, ламелей).

4.2.1.2. Петрогеохимия углеродистых отложений

В ходе проведения работ по геологической съёмке масштаба 1:200 000 в пределах листа N-41-I (Кыштымская площадь) были проанализированы углеродсодержащие метапесчаники и сланцы поляковской свиты (рис. 4.41). Всего было выполнено 44 силикатных анализа (аналитик С.А. Ягудина), а также определены содержания Co, Ni, Cr, Cu, Zn (атомно-абсорбционным методом, аналитик Н.Г. Христофорова) в химической лаборатории Института геологии УНЦ РАН (табл. 4.20).

Небольшая выборка определений $C_{орг}$ в углеродистых отложениях, укладываемая в узкий интервал 1–3%, позволяет отнести их к низкоуглеродистому типу.

Определение формационной принадлежности черносланцевых отложений поляковской свиты Черноозёрского проявления основано на диаграмме A–S–C [Горбачёв, Созинов, 1985] (см. рис. 4.34).

Очевидно, что подавляющее большинство фигуративных точек довольно компактно укладывается в поле кремнисто-углеродистой формации. Попадание двух точек в поле терригенно-углеродистой формации связано с повышенными значениями Al_2O_3 (13–14%), а одна точка относится к карбонатно-углеродистым породам (MgO — 28%), что говорит о незначительном присутствии карбонатов в разрезе или слабых изменениях в результате доломитизации отложений.

Основным индикатором удалённости бассейна седиментации от береговой линии является примесь терригенного материала, относительную величину которой можно получить из анализа параметра S. Так, чем меньше его значения, тем больше терригенного материала в осадках. Вынесенные на диаграмму значения параметра S по разрезу 6101 (проведённому вкрест простирания углеродистых отложений) не позволяют говорить о какой-либо закономерности распределения терригенного материала с запада на восток (рис. 4.35). Однако конфигурация графика даёт нам право предположить наличие двух циклов в накоплении углеродистых отложений.

Состав углеродистых отложений поляковской свиты определялся по стандартным петрохимическим параметрам (модулям), рассчитываемым по данным силикатного анализа [Юдович и др., 1998].

Рассматриваемые отложения, согласно гидролизатному модулю, относятся к типу силитов, класс гипосилитов (среднее значение ГМ = 0,12), а по значениям алюмокремниевого модуля (среднее 0,08) — к кварцевым песчаникам и кремнистым породам.

Наиболее информативным является отношение гидролизатного и алюмокремниевого модулей (рис. 4.36), так как для этих двух модулей типична

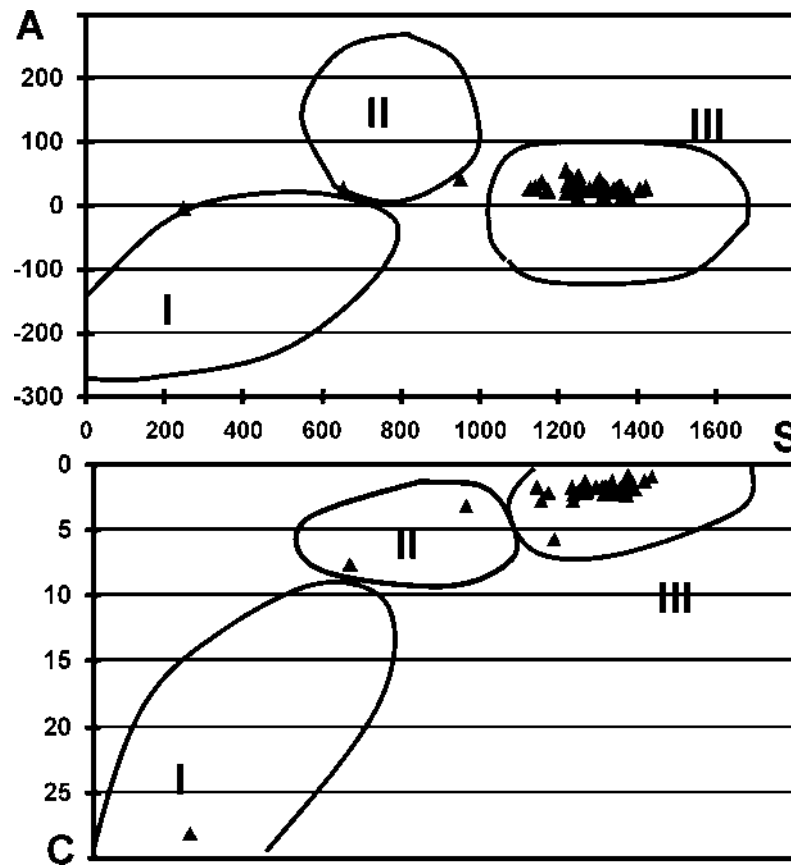


Рис. 4.34. Типизация углеродистых отложений поляковской свиты с помощью диаграммы О.В. Горбачёва, Н.А. Созинова [1985]

Поля формаций: I — карбонатно-углеродистая, II — терригенно-углеродистая, III — кремнисто-углеродистая

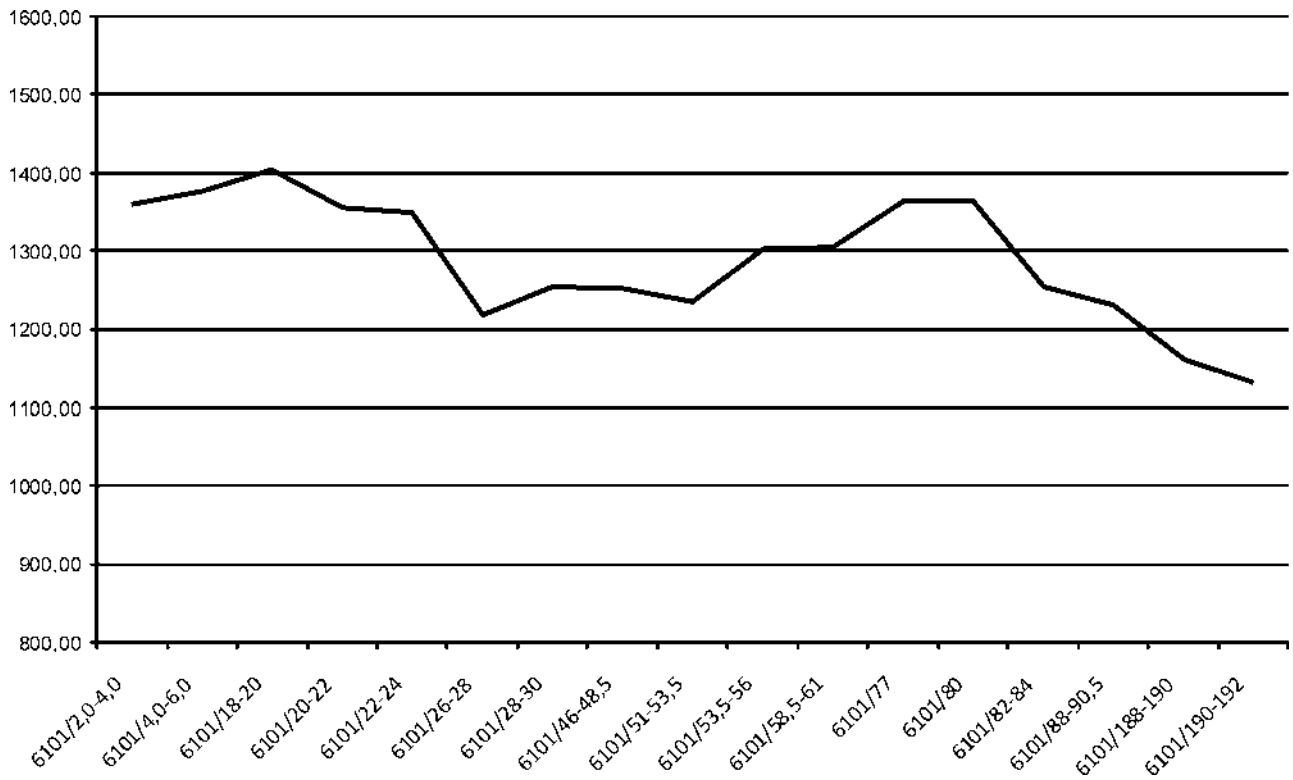


Рис. 4.35. Изменение параметра S по разрезу 6101 для углеродистых сланцев поляковской свиты

Химический состав и основные петрохимические параметры

№№ п/п	№№ образцов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ППП	Сумма
1	3038/6-7,5	88,1	0,14	5,21	0,83	0,71	0,02	1,0	0,85	0,27	1,66	0,20	1,52	100,51
2	3038	86,1	0,14	7,87	1,00	0,47	0,02	1,2	0,56	0,39	2,08	0,01	0,10	99,94
3	3038/32-34	87,0	0,14	6,52	0,8	0,65	0,04	1,0	0,85	0,39	1,66	0,20	1,06	100,31
4	3038/34-36,2	88,0	0,13	5,55	1,00	0,47	0,02	1,0	0,56	0,50	2,00	0,15	0,08	99,56
5	3038/36,2-38,4	86,2	0,23	6,52	1,36	0,36	0,02	0,6	0,56	0,40	2,00	0,01	2,20	100,26
6	3038/38,6-40	82,0	0,35	7,38	1,75	0,86	0,05	2,0	0,85	1,08	2,00	0,15	1,82	100,29
7	3038/40,8-43	86,0	0,29	6,52	1,59	0,71	0,03	1,2	0,80	0,50	1,25	0,12	1,26	100,27
8	3038/43-45	84,6	0,45	7,50	1,20	0,54	0,03	1,2	0,50	1,08	1,66	0,03	1,00	99,79
9	3038/45-47	82,7	0,32	7,80	1,60	1,15	0,05	0,6	1,48	0,54	1,66	0,03	2,36	100,29
10	3038/53,5-56	80,6	0,32	7,80	1,05	2,15	0,14	1,2	1,10	0,54	1,66	0,01	3,26	99,87
11	3038/63-65	80,1	0,45	8,60	1,80	2,50	0,18	2,0	0,85	1,54	1,66	0,01	1,10	100,59
12	3038/65-67	83,0	0,32	6,08	2,70	1,40	0,15	1,2	0,50	0,50	1,66	0,01	2,58	100,14
13	3038/67-69	84,7	0,32	6,08	2,03	1,27	0,06	0,8	0,50	0,50	1,60	0,01	1,90	99,76
14	3038/69-71	86,2	0,10	6,08	1,80	1,07	0,03	0,8	1,13	0,50	1,60	0,01	1,10	100,41
15	3038/71-73	90,0	0,10	5,21	0,83	0,77	0,02	0,8	1,13	0,50	1,25	0,20	0,14	99,95
16	3038/73-75	89,0	0,11	5,21	0,84	0,71	0,02	0,4	0,56	0,27	1,00	0,05	1,80	99,97
17	3038/75-77	86,5	0,32	6,08	1,10	0,71	0,04	0,8	0,56	0,81	1,00	0,05	2,00	99,97
18	3038/77-79	86,0	0,31	5,90	1,60	0,71	0,06	1,4	0,85	0,27	1,25	0,20	1,34	99,89
19	3038/84,5-86,7	83,5	0,45	6,52	1,30	1,87	0,07	1,0	0,85	0,50	1,60	0,03	2,20	99,89
20	3038/86,7-89	85,0	0,25	5,50	1,70	1,50	0,13	1,0	0,85	0,30	1,25	0,01	2,02	99,51
21	3038/160-162	59,5	0,01	0,43	3,90	2,11	0,08	28,0	0,25	0,05	0,05	0,01	5,12	99,51
22	3038/188	62,0	0,82	13,6	2,80	5,40	0,19	4,9	2,80	2,70	1,60	0,20	2,40	99,41
23	3038/191-192	83,0	0,49	7,84	1,85	1,40	0,05	1,6	0,50	1,10	1,25	0,01	0,80	99,90
24	35212-3	88,5	0,29	4,78	2,53	0,71	0,09	1,6	0,28	0,30	1,00	0,01	0,10	100,19
25	35212-4	88,1	0,29	4,78	2,23	0,71	0,04	1,6	0,50	0,25	1,00	0,03	0,10	99,92
26	35212-6	81,5	0,32	4,78	2,20	1,15	0,07	5,2	0,50	0,25	1,20	0,08	2,64	99,89
27	35212-12	70,6	0,45	14,16	1,20	2,08	0,08	2,4	0,80	4,05	1,60	0,10	2,12	99,64
28	6101/2,0-4,0	88,0	0,29	5,21	0,83	0,71	0,02	1,6	0,80	0,27	1,00	0,20	1,66	100,59
29	6101/4,0-6,0	88,0	0,26	5,21	0,65	0,86	0,02	1,0	0,80	0,25	1,50	0,12	1,50	100,17
30	6101/18-20	90,0	0,11	5,21	0,83	0,71	0,09	0,8	0,50	0,05	1,60	0,01	0,10	100,10
31	6101/20-22	88,0	0,29	5,21	2,35	0,86	0,06	1,0	0,50	0,05	1,60	0,01	0,50	100,41
32	6101/22-24	86,8	0,25	5,55	1,20	0,81	0,05	1,4	0,50	0,27	1,60	0,01	1,36	99,70
33	6101/26-28	82,3	0,45	8,00	2,12	2,26	0,12	1,6	0,20	0,30	1,50	0,01	1,82	100,67
34	6101/28-30	83,0	0,45	7,38	1,88	2,26	0,13	1,2	0,20	0,30	1,60	0,01	1,60	100,10
35	6101/46-48,5	82,6	0,45	7,60	1,10	1,58	0,09	0,4	1,70	0,30	2,50	0,01	1,94	100,36
36	6101/51-53,5	82,0	0,45	6,80	1,60	2,10	0,18	1,6	0,56	0,50	2,20	0,01	1,98	99,97
37	6101/53,5-56	85,0	0,35	5,55	1,65	1,40	0,13	1,7	0,56	0,27	1,60	0,01	2,08	100,29
38	6101/58,5-61	85,0	0,35	5,55	2,20	1,14	0,11	1,6	0,56	0,50	1,25	0,01	1,38	99,64
39	6101/77	87,0	0,35	5,55	1,00	0,54	0,02	1,0	0,80	0,39	1,60	0,10	1,70	100,05
40	6101/80	86,4	0,35	5,50	1,60	0,54	0,02	0,6	0,28	0,27	3,22	0,04	1,60	100,00
41	6101/82-84	83,6	0,40	6,80	1,60	2,00	0,10	1,6	0,56	0,39	1,60	0,02	1,50	100,20
42	6101/88-90,5	83,2	0,45	8,25	1,00	2,10	0,14	1,4	0,80	0,50	1,25	0,04	1,32	100,31
43	6101/188-190	79,4	0,48	8,60	2,37	2,37	0,49	1,4	0,80	1,35	1,00	0,06	1,72	100,05
44	6101/190-192	78,0	0,48	8,65	2,70	3,30	1,26	0,4	1,40	1,35	1,00	0,06	2,02	100,62

Таблица 4.20

углеродистых отложений поляковской свиты

№№ п/п	№№ образцов	Cr	Ni	Co	Cu	Zn	FM	A*	C*	FM*	A	S	C	ГМ	АМ
1	3038/6-7,5	0,0120	0,0014	0,00110	0,019	0,0092	25,05	60,58	9,88	29,53	14	1375	1,85	0,08	0,06
2	3038	0,0125	0,0018	0,00010	0,023	0,0100	21,24	70,90	5,05	24,05	39	1306	1,76	0,11	0,09
3	3038/32-34	0,0129	0,0062	0,00044	0,025	0,0140	21,74	66,40	8,66	24,95	25	1341	1,85	0,09	0,07
4	3038/34-36,2	0,0120	0,0011	0,00040	0,016	0,0084	24,58	64,69	6,53	28,79	15	1372	1,56	0,08	0,06
5	3038/36,2-38,4	0,0100	0,0014	0,00010	0,019	0,0120	20,86	69,36	5,96	24,68	27	1356	1,16	0,10	0,08
6	3038/38,6-40	0,0160	0,0022	0,00040	0,026	0,0135	29,84	57,48	6,62	35,90	19	1224	2,85	0,13	0,09
7	3038/40,8-43	0,0140	0,0017	0,00080	0,022	0,0130	26,68	60,26	7,39	32,35	29	1317	2,00	0,11	0,08
8	3038/43-45	0,0120	0,0018	0,00080	0,034	0,0170	23,19	68,56	4,57	26,87	30	1297	1,70	0,11	0,09
9	3038/45-47	0,0140	0,0018	0,00020	0,025	0,0130	21,78	61,76	11,72	26,52	24	1259	2,08	0,13	0,09
10	3038/53,5-56	0,0088	0,0024	0,00015	0,021	0,0160	26,67	58,65	8,27	33,08	32	1222	2,30	0,14	0,10
11	3038/63-65	0,0200	0,0030	0,00076	0,024	0,0130	31,42	54,60	5,40	40,00	27	1142	2,85	0,17	0,11
12	3038/65-67	0,0089	0,0028	0,00084	0,018	0,0140	33,17	51,18	4,21	44,61	26	1279	1,70	0,13	0,07
13	3038/67-69	0,0160	0,0022	0,00077	0,017	0,0140	29,33	56,93	4,68	38,39	26	1320	1,30	0,11	0,07
14	3038/69-71	0,0089	0,0015	0,00044	0,024	0,0150	26,69	55,88	10,39	33,73	15	1318	1,93	0,10	0,07
15	3038/71-73	0,0120	0,0010	0,00023	0,023	0,0120	23,21	59,61	12,93	27,46	10	1380	1,93	0,08	0,06
16	3038/73-75	0,0100	0,0015	0,00040	0,019	0,0100	21,04	67,49	7,25	25,26	27	1422	0,96	0,08	0,06
17	3038/75-77	0,0140	0,0019	0,00045	0,029	0,0120	23,60	65,73	6,05	28,22	27	1362	1,36	0,09	0,07
18	3038/77-79	0,0065	0,0013	0,00072	0,015	0,0080	29,05	56,41	8,13	35,47	25	1323	2,25	0,10	0,07
19	3038/84,5-86,7	0,0082	0,0022	0,00053	0,019	0,0091	28,35	56,50	7,37	36,14	24	1282	1,85	0,12	0,08
20	3038/86,7-89	0,0100	0,0022	0,00090	0,013	0,0081	30,55	52,13	8,06	39,81	21	1323	1,85	0,11	0,06
21	3038/160-162	0,1010	0,0150	0,00720	0,034	0,0130	83,56	1,24	0,72	98,04	-2	248	28,25	0,11	0,01
22	3038/188	0,0042	0,0059	0,00290	0,031	0,4100	34,75	46,10	9,49	44,41	24	654	7,70	0,36	0,22
23	3038/191-192	0,0080	0,0018	0,00023	0,0260	0,0170	29,50	59,44	3,79	36,77	37	1237	2,10	0,14	0,09
24	35212-3	0,0150	0,0040	0,00140	0,0220	0,0150	36,83	48,28	2,83	48,89	26	1355	1,88	0,09	0,05
25	35212-4	0,0140	0,0044	0,00070	0,0185	0,0148	35,58	48,68	5,09	46,23	23	1354	2,10	0,09	0,05
26	35212-6	0,0280	0,0140	0,00100	0,0220	0,0180	49,77	34,56	3,62	61,82	22	1175	5,70	0,10	0,06
27	35212-12	0,0074	0,0042	0,00160	0,0190	0,0140	23,75	68,60	3,88	27,52	43	950	3,20	0,25	0,20
28	6101/2,0-4,0	0,0120	0,0013	0,00020	0,0160	0,0110	29,37	56,94	8,74	34,32	22	1360	2,40	0,08	0,06
29	6101/4,0-6,0	0,0155	0,0017	0,00600	0,0190	0,0110	25,02	61,15	9,39	29,46	17	1377	1,80	0,08	0,06
30	6101/18-20	0,0390	0,0140	0,00130	0,0185	0,0130	24,40	64,72	6,21	29,07	24	1405	1,30	0,08	0,06
31	6101/20-22	0,0150	0,0046	0,00090	0,0170	0,0140	32,06	52,52	5,04	42,44	24	1355	1,50	0,10	0,06
32	6101/22-24	0,0087	0,0019	0,00030	0,0130	0,0100	29,73	58,67	5,29	36,05	25	1349	1,90	0,09	0,06
33	6101/26-28	0,0096	0,0030	0,00060	0,0140	0,0130	32,22	56,42	1,41	42,17	55	1218	1,80	0,16	0,10
34	6101/28-30	0,0094	0,0028	0,00090	0,0120	0,0135	31,30	57,12	1,55	41,33	48	1253	1,40	0,14	0,09
35	6101/46-48,5	0,0099	0,0020	0,00075	0,0160	0,0130	20,45	61,39	13,73	24,88	13	1253	2,10	0,13	0,09
36	6101/51-53,5	0,0096	0,0023	0,00074	0,0190	0,0140	32,40	53,71	4,42	41,86	26	1234	2,16	0,13	0,08
37	6101/53,5-56	0,0083	0,0018	0,00075	0,0150	0,0120	34,15	51,10	5,16	43,74	24	1302	2,26	0,11	0,07
38	6101/58,5-61	0,0150	0,0020	0,00080	0,0220	0,0170	34,33	50,23	5,07	44,71	24	1304	2,16	0,11	0,07
39	6101/77	0,0148	0,0014	0,00044	0,0190	0,0110	24,35	62,43	9,00	28,57	17	1364	1,80	0,09	0,06
40	6101/80	0,0180	0,0020	0,00070	0,0220	0,0150	25,70	64,55	3,29	32,16	11	1363	0,88	0,09	0,06
41	6101/82-84	0,0086	0,0025	0,00095	0,0130	0,0110	32,18	54,14	4,46	41,40	34	1254	2,16	0,13	0,08
42	6101/88-90,5	0,0077	0,0024	0,00060	0,0140	0,0120	27,03	60,89	5,90	33,21	46	1231	2,20	0,14	0,10
43	6101/188-190	0,0130	0,0024	0,00120	0,0244	0,0160	30,28	55,34	5,15	39,51	38	1160	2,20	0,17	0,11
44	6101/190-192	0,0091	0,0031	0,00130	0,0245	0,0160	28,51	52,58	8,51	38,91	28	1132	1,80	0,19	0,11

положительная корреляция, нарушение которой указывает на наличие чуждых примесей в породе (например, низкие АМ при высоких значениях ГМ возникают при появлении железистого вулканогенного материала). К сожалению, для разреза углеродистых отложений (т. н. 3038) закономерности в распределении параметров выявить не удалось.

Для углеродистых отложений поляковской свиты сумма окислов железа в среднем составляет 3,0%, что говорит о значительной терригенной примеси в составе пород. Для большинства анализов значение закисного модуля составляет меньше 1,

что указывает на окислительные условия накопления осадков (рис. 4.37). Подобная ситуация возможна, если отложение осадка происходило в неоднородных условиях, возможно в зоне шельфа с локальными впадинами. Это подтверждается и отношением железа и марганца (Fe/Mn), для которого характерны значения как глубоководные (10–40), так и переходные к мелководным (50–60).

Все углеродистые отложения поляковской свиты, вынесенные на диаграмму Н.П. Семененко [Семененко и др., 1956], довольно компактно попадают в поля пород щёлочноземельно-известкового

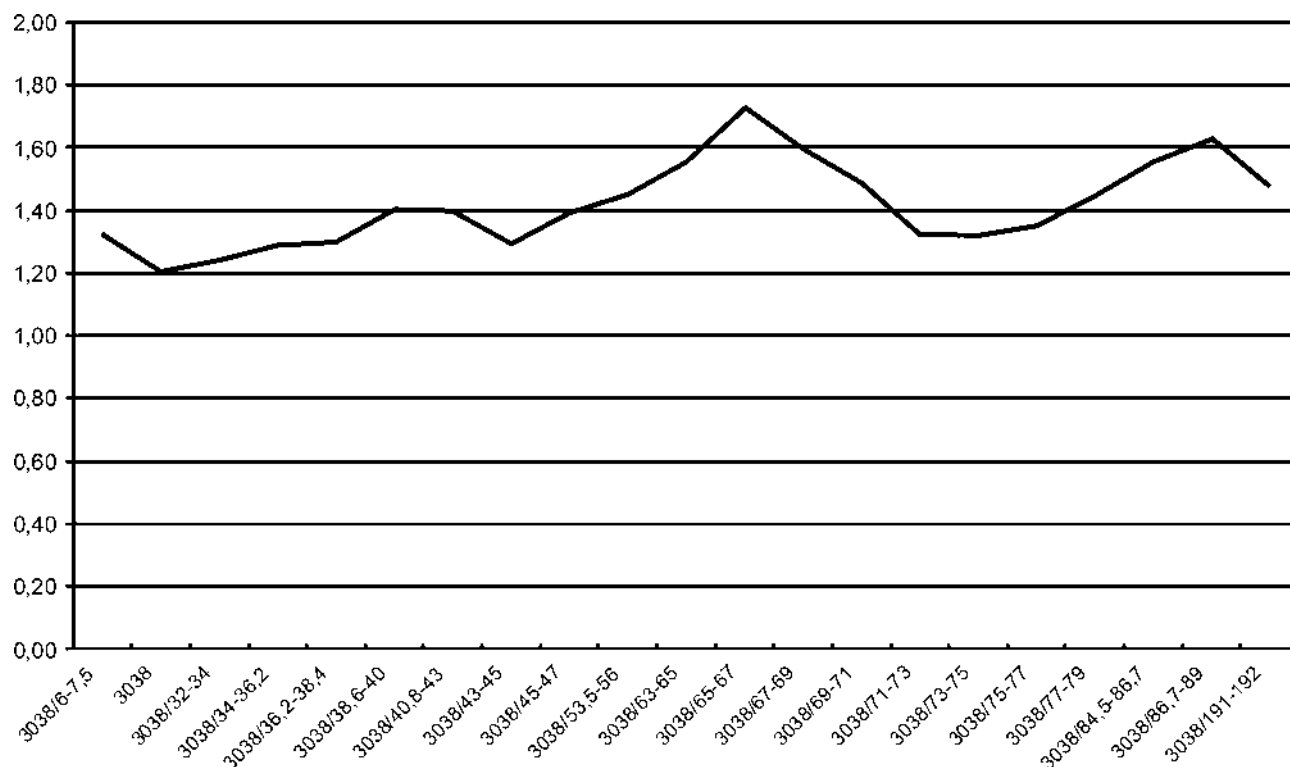
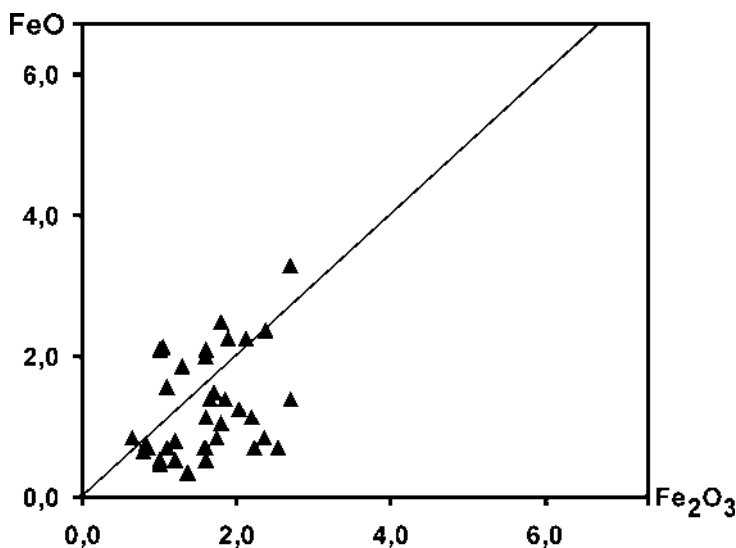


Рис. 4.36. Изменение отношения параметров ГМ/АМ по разрезу 3038 для углеродистых сланцев поляковской свиты



ряда, больше тяготея к известково-карбонатной подгруппе (рис. 4.38).

Характер распределения элементов-примесей (Co, Ni, Cr, Cu, Zn) в углеродистых отложениях района Черноозёрского проявления, отражённый на рис. 4.39, позволяет констатировать, что все они, за исключением меди, находятся в пределах кларка для данного типа пород.

Рис. 4.37. Диаграмма FeO/Fe₂O₃ для углеродистых отложений поляковской свиты

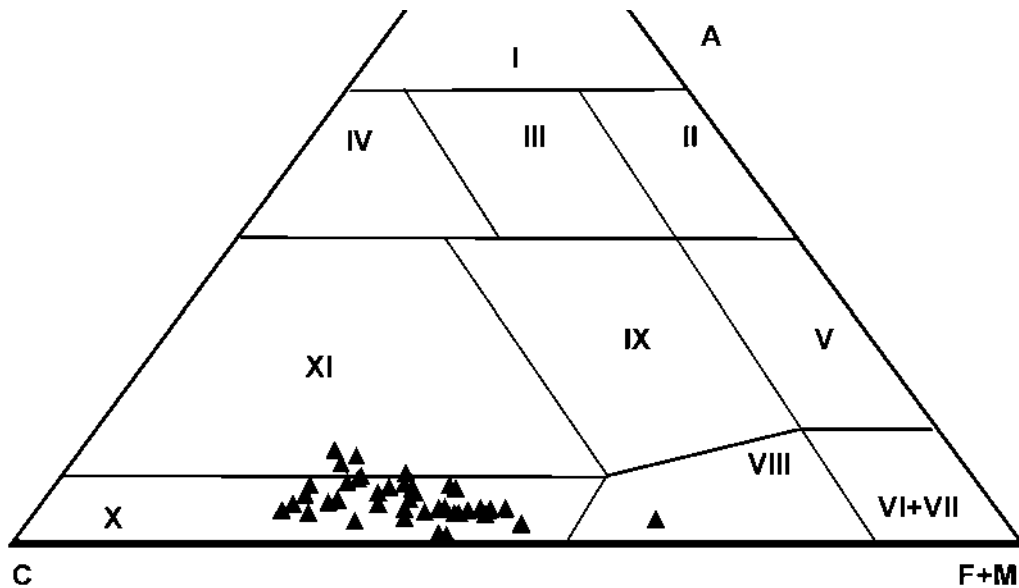


Рис. 4.38. Разделение углеродистых сланцев поляковской свиты на петрохимической диаграмме Н.П. Семененко [Семененко и др., 1956]

Поля: I — подгруппы собственно алюмосиликатных пород, II — подгруппы железисто-магнезиально-алюмосиликатных пород, III — подгруппы щелочноземельно-алюмосиликатных пород орторяда, IV — подгруппы известково-алюмосиликатных пород, V — группы глинозёмисто-магнезиально-железисто-кремнистых пород, VI — группы железисто-кремнистых пород, VII — группы магнезиальных ультраосновных пород орторяда, VIII — группы щелочноземельно-малоглинозёмистых ультраосновных пород орторяда, IX — группы щелочноземельно-глинозёмистых основных пород орторяда, X — известково-карбонатной подгруппы щелочноземельно-известкового ряда, XI — глинозёмисто-известковой подгруппы щелочноземельно-известкового ряда

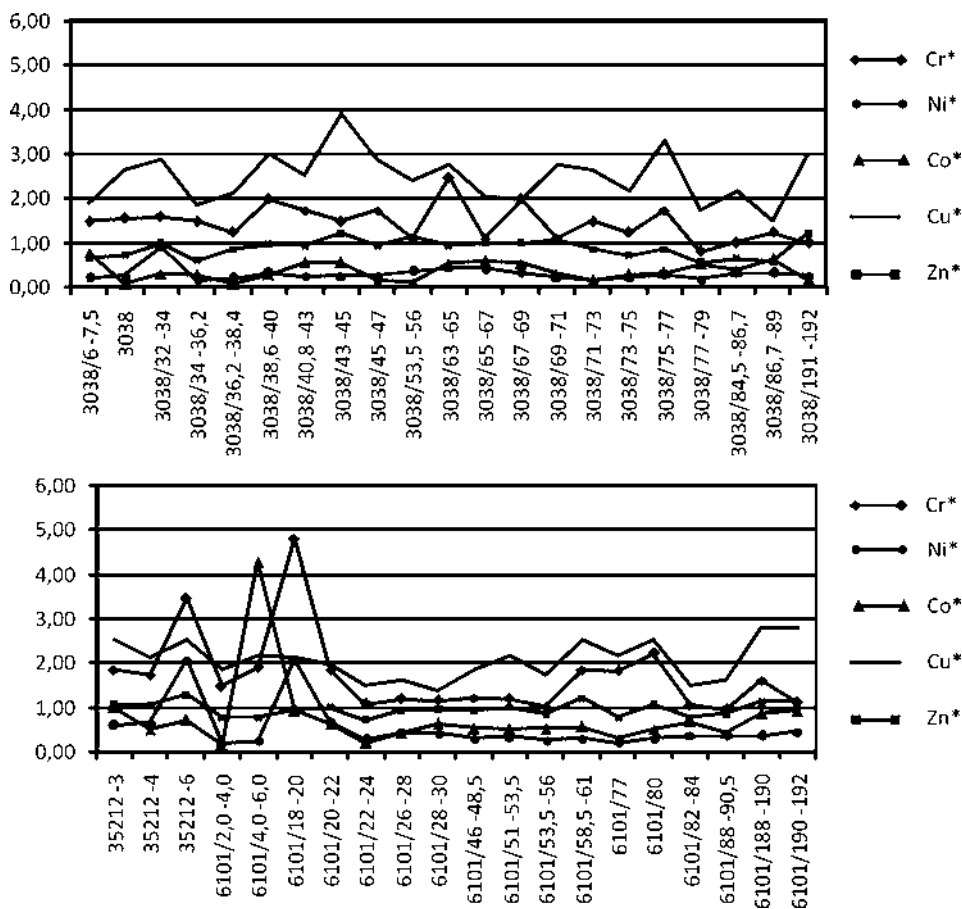


Рис. 4.39. Характер распределения элементов-примесей в углеродистых отложениях поляковской свиты, нормированных к кларку [Юдович, Кетрис, 1994]

Повышенные содержания меди в сланцах разрезов 3038 и 6101, по-видимому, можно объяснить техногенным заражением пород рядом расположенным Карабашским ГОКом.

4.2.1.3. Рудоносность углеродистых отложений

Наиболее интересным объектом в черносланцевой формации в пределах северной части Магнитогорского мегасинклинария является золотое проявление, названное Черноозёрским [Рыкус и др., 2009; Сначёв и др., 2011]. Проявление расположено в 2 км восточнее г. Карабаш и в 2 км западнее линии железной дороги Карабаш – Кыштым, где приурочено к участку развития черносланцевых терригенных отложений поляковской толщи (O_{1-2pl}) (рис. 4.40, 4.41), представленных переслаивающимися туфами, туффитами, различными сланцами, песчаниками, конгломератами и оталькованными породами. Среди них отмечаются слои углеродистоглинистых, углеродисто-кремнистых и углеродисто-серпичит-кварцевых сланцев, содержание органического углерода ($C_{орг}$) в которых достигает 3%. Терригенные отложения прослеживаются в субмеридиональном направлении вдоль восточного склона Карабашских гор в виде неширокой (менее 1 км) полосы на протяжении свыше 3,5 км (см. рис. 4.40). На западе и востоке они контактируют с серпенти-

низированными ультраосновными породами Карабашского массива.

В результате работ по ГДП-200 сотрудниками ОАО “Челябинскгеосъёмка” было установлено, что терригенные отложения характеризуются повышенными содержаниями меди, цинка, свинца, серебра, мышьяка (в отдельных пробах — кадмия, сурьмы и висмута) [Кузнецов и др., 2008ф]. С использованием данных предшествующих работ была выделена обширная геохимическая аномалия этих элементов, охватывающая большую часть площади распространения терригенных отложений. Отмечено, что более высокие концентрации некоторых аномалиеобразующих элементов были приурочены к слоям с высоким содержанием $C_{орг}$.

В хорошо обнажённой части площади аномалии (обн. 3038) (см. рис. 4.40) было проведено бороздовое опробование черносланцевых отложений с длиной проб от 1,5 до 2,5 м (см. рис. 4.41). Определения золота, платины, палладия, родия и иридия выполнены в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН химико-спектральным методом с предварительным концентрированием на органическом полимерном сорбенте “Полиоргс-4”. Нижние пределы количественных определений всех элементов — 0,0005 г/т. Было установлено, что во всех 23 пробах присутствует золото с содержанием от 0,019 до 18,11 г/т (табл. 4.21). Кроме того, в пробах отмечено присутствие элементов группы плати-

Таблица 4.21

Результаты опробования углеродистых пород Черноозёрского проявления

№№ п/п	№№ образцов	Au, г/т	Pd, г/т	Pt, г/т	Rh, г/т	Ir, г/т
1	3038/6-75	3,92	0,008	0,0017	0,0015	0,007
2	3038/17-19	0,91	0,021	0,0017	0,0009	< 0,0005
3	3038/32-34	1,08	0,061	0,0011	0,0037	0,0034
4	3038/34-36,2	4,91	0,036	0,0009	0,0024	< 0,0005
5	3038/36,2-38,4	0,41	0,02	0,0007	0,0035	0,0041
6	3038/38,6-40	0,32	0,041	0,0017	0,0057	0,0011
7	3038/40,8-43	0,24	0,012	0,0017	0,0040	< 0,0005
8	3038/43-45	0,4	0,0076	< 0,0005	0,0041	0,0032
9	3038/45-47	0,046	0,016	0,0013	0,0031	0,0092
10	3038/53,5-56	0,23	0,016	0,0031	0,0035	0,0038
11	3038/63-65	0,48	0,033	0,0016	0,0068	0,0044
12	3038/65-67	0,16	0,011	< 0,0005	0,0018	< 0,0005
13	3038/67-69	0,93	0,05	0,0018	0,0027	< 0,0005
14	3038/69-71	0,071	0,014	0,018	0,0013	0,0022
15	3038/71-73	0,115	0,0005	0,0013	0,0011	< 0,0005
16	3038/73-75	0,019	0,018	0,0018	0,0011	< 0,0005
17	3038/75-77	0,082	0,082	0,0014	0,0013	< 0,0005
18	3038/77-79	0,217	0,055	0,0016	0,079	0,01
19	3038/84,5-86,7	0,089	0,0094	0,014	0,002	0,0013
20	3038/86,7-89	0,696	0,14	< 0,0005	0,0010	< 0,0005
21	3038/160-162	0,119	0,06	0,0042	0,0015	0,0029
22	3038/188	0,127	0,018	0,0022	0,0015	0,0093
23	3038/191-193	18,11	0,026	< 0,0005	0,0027	0,0037

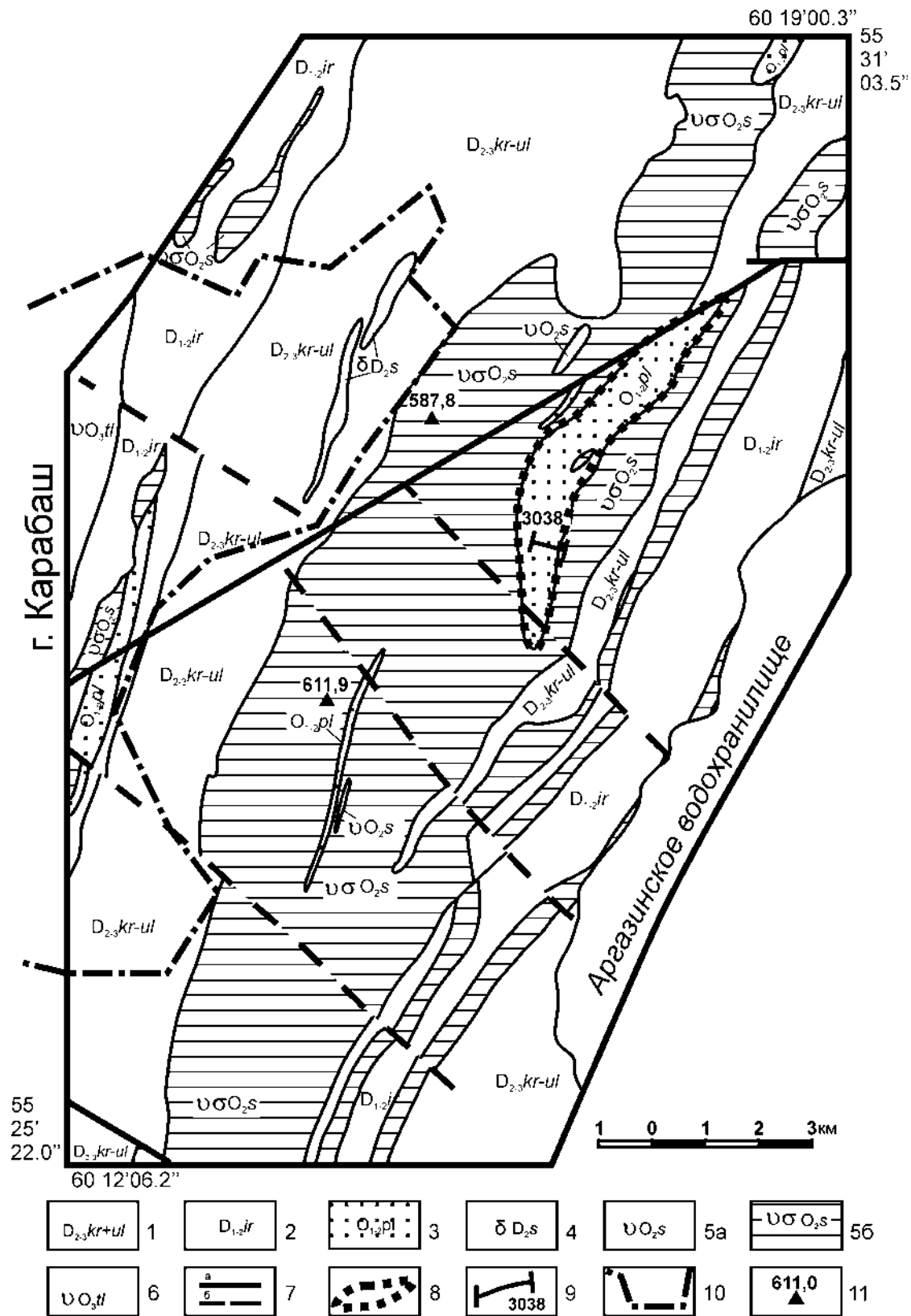


Рис. 4.40. Схема геологического строения Карабашского гипербазитового массива

Условные обозначения: 1 — карамалыташская и улутауская свиты; 2 — ирендкская свита; 3 — поляковская толща; 4 — салаватский комплекс диорит-плагиогранитный; 5 — сакмарский комплекс габбро-дунит-гарцбургитовый (а — габбро, б — гарцбургиты, дуниты, ортопироксениты, серпентиниты); 6 — таловский комплекс дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый (клинопироксениты, верлиты, дуниты серпентинизированные); 7 — тектонические нарушения (а — достоверные, б — предполагаемые); 8 — комплексная геохимическая аномалия; 9 — геохимический профиль и его номер; 10 — контур города Карабаш; 11 — высотные отметки (611,9 м — гора Карабаш)

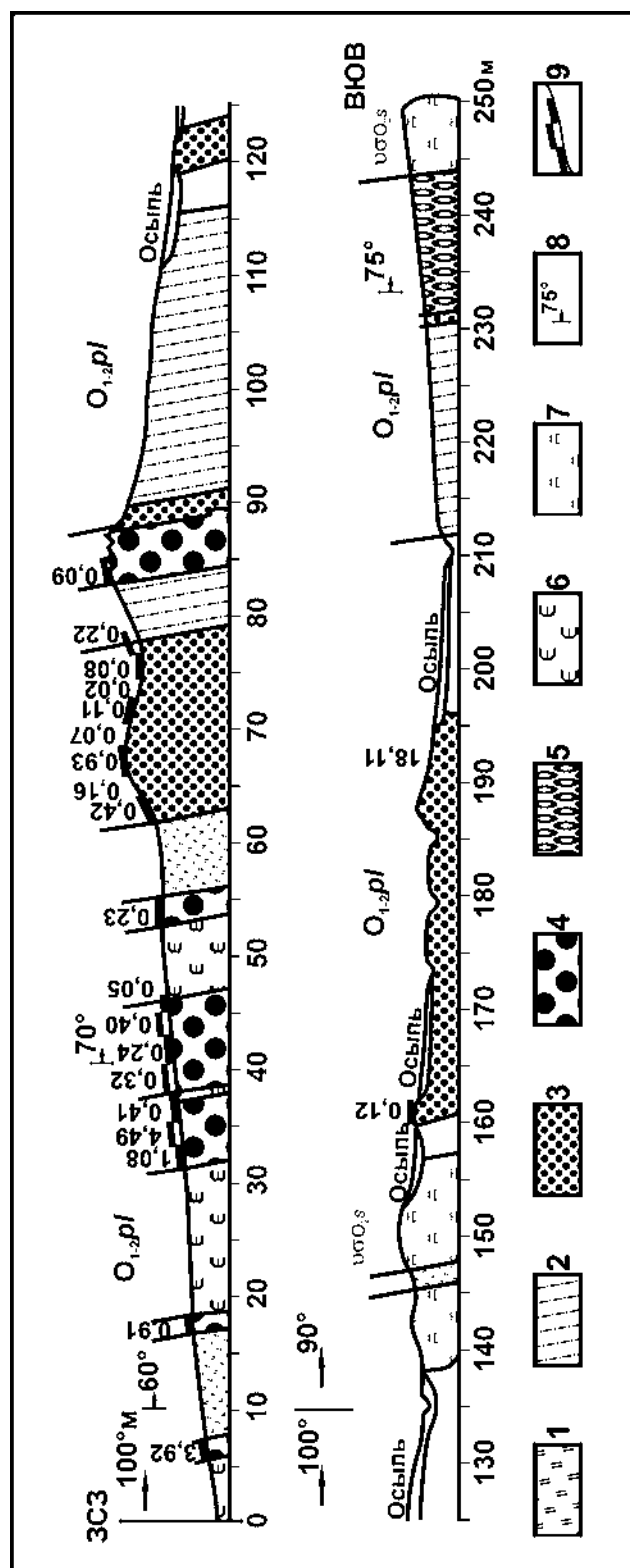


Рис. 4.41. Геологический разрез поляковской толщи с результатами борзодового опробования на Чернозёрском проявлении

Условные обозначения: 1 — кремнистые, серицит-кремнистые сланцы углеродистые; 2 — blastoleвролитовые зелёные сланцы; 3 — метапесчаники полимиктовые и полевошпатовые углеродистые; 4 — углеродистые металевролиты и метапесчаники; 5 — метаконгломераты полимиктовые углеродистые; 6 — метатуфоалевролиты и метатуфопесчаники; 7 — серпентиниты ангидристовые и тальково-карбонатные породы; 8 — элементы залегания слоистости; 9 — интервалы отбора борзодовых проб и содержания золота в г/т

ны: палладия — от 0,0005 до 0,061 г/т; платины — от < 0,0005 до 0,018 г/т; родия — от 0,0009 до 0,079 г/т; иридия — от < 0,0005 до 0,010 г/т.

Таким образом, наличие повышенных содержаний золота в углеродсодержащих отложениях Черноозёрского проявления, характеризующихся аномальными концентрациями элементов-индикаторов (Cu, Zn, Pb, Ag, As, Sb, Cd, Bi), позволяет говорить о высокой их перспективности на обнаружение промышленного золотого оруденения, приуроченного к черносланцевой формации. Данный объект заслуживает дальнейшего изучения и постановки в его пределах специальных поисковых работ.

Для оценки прогнозных ресурсов (P_2) была использована формула: $P_2 = S \cdot h \cdot d \cdot c \cdot kn \cdot kp \cdot ku$,

где S — площадь прогнозируемого объекта (1,7 км²);
 h — глубина подсчёта прогнозных ресурсов (100 м);
 d — объёмная масса оруденелых пород (2,7 т/м³);
 c — средневзвешенное содержание золота по интервалам, где его содержание превышает 1,0 г/т, исключая пробу с содержанием золота 18,11 г/т, (3,3 г/т);
 kn — коэффициент надёжности прогноза (0,3);
 kp — коэффициент рудоносности, определённый как отношение суммарной длины интервалов с содержанием золота 1,0 г/т и выше (7,7 м) к суммарной длине всех опробованных интервалов (44,5 м), равный $7,7/44,5 = 0,17$;
 ku — коэффициент, учитывающий особенности разреза продуктивных отложений поляковской толщи.

В доступной для изучения части разреза общей длиной 183 м зелёные сланцы, алевролиты, песчаники и конгломераты составляют 93,2 м, серпентиниты — 13,0 м. Углеродсодержащие породы, которые в опробованных интервалах характеризуются повышенными содержаниями золота, составляют 76,8 м или 42%, что позволяет принять поправочный коэффициент 0,42. Таким образом, прогнозные ресурсы (P_2) золота составят:

$$P_2 = 1,7 \cdot 100 \cdot 2,7 \cdot 3,3 \cdot 0,3 \cdot 0,17 \cdot 0,42 = 32 \text{ т.}$$

Выводы по главе. Рассмотрение петрогеохимических особенностей и рудоносности углеродистых отложений Магнитогорского мегасинклиория позволяет сделать ряд выводов:

1. Черносланцевые отложения Арамильско-Сухтелинского синклиория и Амурской синклинали, расположенной на южном его продолжении, являются низкоуглеродистыми и относятся к кремнисто-углеродистой (булатовская толща, S_1-D_1), карбонатно-углеродистой и терригенно-углеродистой (флишоидная толща, D_{2-3}) формациям.

2. Углеродистые отложения Арамильско-Сухтелинского синклиория образовались в глубоководном (океаническом) бассейне с некомпенсированным осадконакоплением при дефиците кислорода в придонных водах. Основная масса осадка, представленная кремнезёмом, отлагалась биохемогенным путём, что в совокупности с практически полным отсутствием привноса терригенного материала с континента обеспечило исключительную его хи-

мическую “чистоту”. Незначительные вариации состава связаны с ассимиляцией частиц, образованных в результате вулканической активности и перемыва нижележащих отложений шеметовской толщи. Анализ имеющегося материала по ряду выборок, позволил установить увеличение терригенной составляющей и соответственно уменьшение глубины восточного фланга бассейна осадконакопления. Максимальная величина прогибания отмечена в осевой его части, западный фланг характеризуется промежуточными значениями глубинности. Тенденция к некоторому обмелению водоёма отмечается для южной и северной его частей, относительно центральной.

3. Анализ расчётных параметров углеродистых отложений Амурской синклинали указывает на большое количество терригенной и вулканогенной примеси в их составе, что в совокупности с повышенной карбонатностью и присутствием в разрезе известняков с криноидеями свидетельствует о мелководных условиях их образования и близости береговой линии. Палеогеографические условия накопления углеродистых отложений в пределах участка месторождения не были однородными. В центральной его части фиксируется относительно глубоководная впадина, рудный материал в которую поступал, по-видимому, с северо-западного направления. Именно с этой диагональной структурой связаны перспективы выявления сульфидного оруденения в пределах Амурского месторождения.

4. В крайней восточной части Магнитогорской палеоокеанической структуры, на широте Суундукского массива, в девонское время на мелководных участках шельфа отлагались песчано-алевролитовые осадки и биохемогенные карбонаты. В более глубоководных зонах шельфа и континентального склона формировались в это же время мощные терригенно-углеродистые, иногда слабоизвестковистые осадки. При этом в отдельных локальных впадинах возникали условия сероводородного заражения и концентрирования золота и платиноидов осадочно-диагнетическими сульфидами. По крайней мере две таких впадины довольно отчётливо нами фиксируются. В их пределах в составе углеродистой толщи отмечен ряд маломощных (десятые — сотые доли метра) горизонтов и уровней с повышенным содержанием золота и элементов группы платины.

Наличие в восточной части рассматриваемой территории крупного Суундукского гранитоидного массива создаёт дополнительные положительные предпосылки для выявления здесь в углеродистых отложениях не только благороднометального оруденения, испытавшего в процессе контактового метаморфизма мобилизацию, перераспределение и переотложение, но и наложенного редкометального (вольфрам, молибден) оруденения, связанного со становлением гранитной интрузии. Тем более что редкометальная специализация пород Суундукского

массива установлена надёжно в процессе поисковых работ [Геология..., 1964].

5. Обрамление Ларинского купола, в значительной мере представленное углеродистыми отложениями, насыщенное магматическими породами различного состава и возраста и подвергшееся умеренному метаморфизму, является первоочередным объектом для проведения поисковых работ на благородно- и редкометальное оруденение. Наиболее перспективным в его пределах следует считать верховье р. Узельганки, где отмечена крупная комплексная аномалия и можно предположить наличие коренных проявлений золота.

6. Черноозёрское проявление золота, приуроченное к углеродистым отложениям поляковской свиты, слагающим тектонический блок внутри Карабашского гипербазитового массива, охарактеризовано как штуфными, так и бороздовыми пробами. Среднее содержание золота в последних составляет 3,3 г/т, а максимальное — 18,1 г/т. Прогнозные ресурсы металла, подсчитанные по категории P_2 составляют 32 т. Рассматриваемые углеродистые отложения испытали неоднократную тектоническую переработку, окварцевание, сульфидизацию, что привело к образованию в их пределах серии резких геохимических аномалий полиметаллов, серебра, мышьяка, сурьмы.

ГЛАВА 5. ВОСТОЧНО-УРАЛЬСКОЕ ПОДНЯТИЕ

5.1. Северная часть поднятия (Кочкарский антиклинорий)

5.1.1. Геологическое строение Кочкарского антиклинория

Восточно-Уральское поднятие сложено в различной степени метаморфизованными осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями преимущественно рифейско-вендского возраста. С запада оно отделяется от Сухтелинского синклинория субмеридиональным глубинным разломом, к которому приурочены небольшие массивы и тела ультрамафитов и гранитоидов. Стратиграфическая основа, принятая в данной работе, составлена с учётом данных, полученных в последние десятилетия нами и большим коллективом геологов Челябинской геологоразведочной экспедиции [Муркин и др., 1989ф; Моисеев и др., 2002ф].

В разрезе центральной части Кочкарского антиклинория (рис. 5.1) выделяется семь толщ (снизу вверх): ерёмкинская гнейсово-сланцевая (RF_{1-2}), кучинская карбонатная (RF_2), благодатская обломочная (RF_{2-3}), светлинская сланцевая (RF_3), александровская вулканогенно-осадочная (V), кукушкинская (O_{1-2}), карбонатная (C_{1v-n}) (рис. 5.2).

В пределах северной части Восточно-Уральского поднятия углеродсодержащие породы присутствуют на пяти главных стратиграфических уровнях и входят в состав отложений ерёмкинской, кучинской, светлинской, александровской и кукушкинской толщ (см. рис. 2.12).

Ерёмкинская толща является самой древней в разрезе рассматриваемой территории и слагает крылья Санарской, Ерёмкинской, Борисовской и Варламовской брахиантиклинальных куполовидных структур, встречаясь в виде реликтов и “останцов” внутри последних. Образования ерёмкинской толщи развиты также в пределах муранкинского тектонического блока. Мощность толщи более 1500 м.

Толща имеет двучленное строение. Нижняя её часть сложена преимущественно метатерригенными кристаллическими сланцами, иногда мигматизированными. Среди кристаллических сланцев отмечаются редкие прослой серых, тёмно-серых графитистых кварцитов и мраморов. Кроме того, в составе

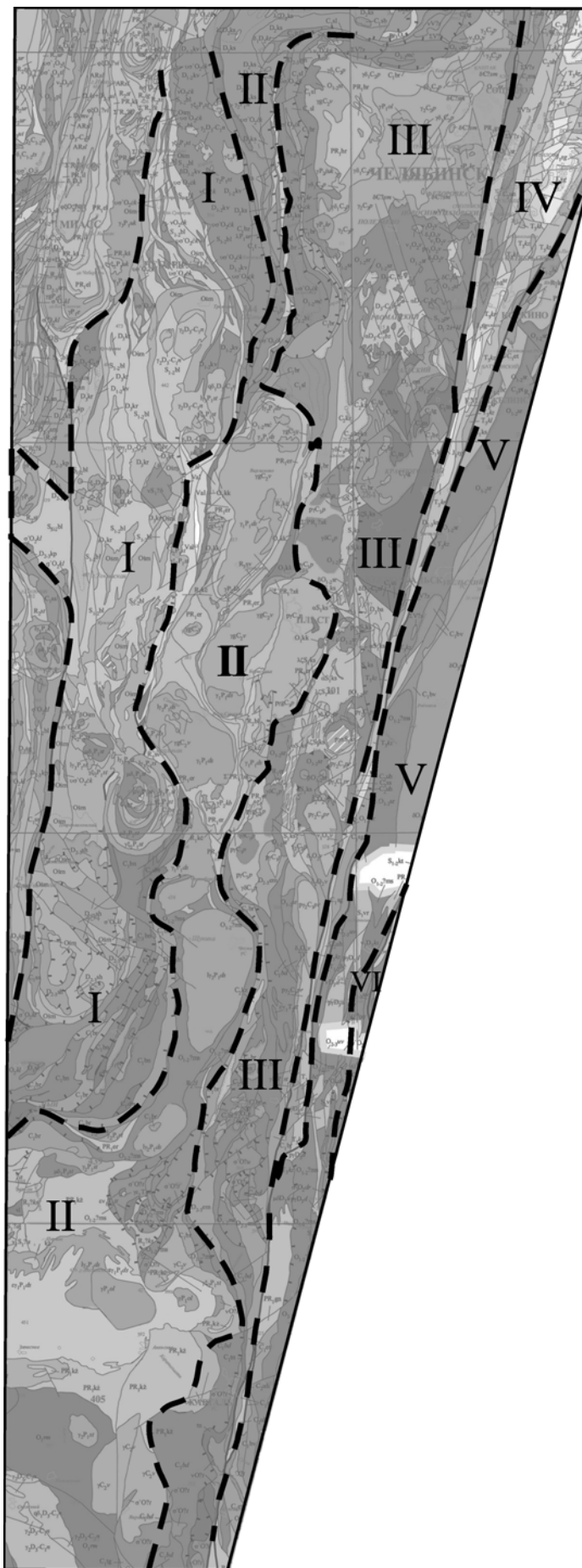
нижней части толщи известны биотитовые гнейсы. Верхняя часть толщи сложена главным образом амфиболовыми плагиосланцами.

Для всех пород толщи характерны слоисто-сланцеватая текстура и бластическая структура. Состав кристаллических сланцев определяется соотношением главных породообразующих минералов: биотита, плагиоклаза, ставролита, граната, кварца, обыкновенной роговой обманки, силлиманита, мусковита, иногда диопсида, карбоната, кианита, кордиерита и микроклина. Акцессорные минералы представлены обычно апатитом, ильменитом, магнетитом, рутилом, сфеном, турмалином, цирконом. Наибольшим развитием пользуются первые три из них.

Радиологические исследования цирконов из кристаллических сланцев и гнейсов ерёмкинской толщи, проведённые ионно-изотопным методом в ИГГД АН СССР (данные Б.К. Львова, аналитик С.Н. Павлов), показали, что значения “древнего” этапа метаморфизма колеблются в пределах 1328–1350 млн. лет. По своему составу, степени проявления метаморфизма, минералого-петрографическим особенностям ерёмкинская толща может быть сопоставлена с рифейской аракульской толщей Сысертско-Ильменогорского антиклинория [Парначёв и др., 1986]. На основании вышеизложенного возраст ерёмкинской толщи принимается как поздепротерозойский, хотя не исключается и более древний её возраст [Сначёв и др., 1990].

Кучинская толща слагает Благодатскую, Светлинскую, Кучинско-Чуксинскую и Воронинско-Котликскую грабен-синклинальные структуры (см. рис. 5.2). В составе её главная роль принадлежит мраморам. В небольшом количестве отмечаются плагиосланцы. Контакты толщи тектонические, резкие, с зонами срывов и гидротермальной низкотемпературной проработки. В приконтактных зонах фрагментами проявляется “теневая” складчатость, фиксируемая “обрывками” смятых кварцевых жил. Мощность толщи около 700 м.

Мраморы белых, светло-серых, желтоватых, голубоватых разновидностей слагают довольно мощные однородные пачки, преимущественно кальцитового состава, средне-крупнозернистой структуры. Участками они окварцованы (содержание кремнезёма достигает 27,80%). Среди мраморов довольно



часто встречаются графитовидные разновидности. Подчинённое значение имеют доломит-кальцитовые, кальцит-доломитовые и доломитовые мраморы — продукты магнезиального метасоматоза.

Чрезвычайно характерной особенностью карбонатных пород кучинской толщи является полное отсутствие фаунистических остатков и наличие в них рубиновой минерализации.

Структурно-стратиграфическое положение, условия образования пород, особенности тектоники, геохимии и метаморфизма отложений кучинской толщи, наличие рубиновой минерализации, а также результаты специализированных геологических исследований позволяют прийти к заключению о древнем (рифейском) возрасте кучинской толщи.

Светлинская толща развита на западном и восточном флангах Кочкарского метаморфического комплекса. Стратотипический разрез толщи вскрыт буровыми работами в районе пос. Светлый, где она залегает на мраморах кучинской толщи с некоторым угловым и азимутальным несогласием. Контакт тектонический, надвигового характера. В зоне контакта установлены брекчии и милониты. Мощность толщи колеблется в широких пределах — от 250 до 1000 м.

В разрезе толщи выделяются две пачки пород [Сначёв и др., 1990]. Нижняя, терригенно-карбонатная, пачка сложена метапесчаниками, которые сверху постепенно сменяются карбонат-биотитовыми, карбонат-амфиболовыми плагиосланцами бластоалевролитовой и бластосаммитовой структур, чередующимися с прослоями мраморов. Кроме того, в составе пачки присутствуют прослои серых и тёмно-серых графитистых силицитов, двуслюдяных и мусковитовых плагиосланцев.

Верхняя, терригенная, пачка представлена преимущественно биотитовыми, карбонат-биотитовыми плагиосланцами бластопелитовыми, бластоалевролитовыми и бластосаммитовыми, и развивающимися по ним биотит-кварц-серицитовыми и кварц-серицитовыми метасоматитами. Среди сланцев отмечаются линзы кварцитовидных метапесчаников. Следует подчеркнуть присутствие на различных стратиграфических

Рис. 5.1. Схема геологического строения Восточно-Уральской мегазоны Южного Урала. Составлена по материалам Б.А. Пужакова

Римскими цифрами обозначены: I — Арамилско-Сухтелинская зона, II — Восточно-Уральское поднятие, III — Восточно-Уральский прогиб, IV — Челябинский грабен, V — Осевая зона, VI — Новониколаевско-Тарутинская СФЗ

уровнях верхней пачки светлинской толщи серии пластовых линзовидных тел метагаббро-диабазов и метадиабазов баштауского комплекса.

Первичная осадочная природа отложений светлинской толщи устанавливается уже при полевых исследованиях их литологических признаков. Для всей толщи характерно ярко выраженное слоистое строение, тонкое, многократное чередование пород различного состава. Об осадочной природе отложений светлинской толщи свидетельствуют также реликты псаммитовых, алевритовых и пелитовых структур, окатанные зёрна турмалина, иногда образующие слои.

В светлинской толще установлены докембрийские микрофоссилии *Protosphaeridium laccatum* Tim., *Protosphaeridium rigidulum* Tim. (определения В.Г. Кузнецовой, ПГО “Запсибгеология”), позволяющие предполагать рифейско-вендский возраст отложений, слагающих толщу [Сначёв и др., 1990].

Александровская толща прослеживается в западной части площади в зоне сочленения Кочкарского антиклинория с Сухтелинским синклинирем, слагая Александровскую зону смятий. Суммарная мощность отложений толщи более 1500 м.

В составе александровской толщи принимают участие регионально метаморфизованные осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные породы. В разрезе толщи преобладают биотитовые, серицит-биотитовые, хлоритовые, биотит-актинолитовые, хлорит-актинолитовые сланцы, обычно тонко переслаивающиеся с графитистыми и слюдисто-графитистыми кварцитами. Количество и мощность последних увеличивается вверх по разрезу. В нижней части толщи встречаются прослои карбонатсодержащих сланцев и мрамора.

Отличительная особенность графитистых кварцитов александровской толщи — их повышенная фосфатность, обусловленная наличием обломковидных и округлых включений метаморфизованных графитистых фосфоритов. Содержание P_2O_5 в породах достигает 1,970%.

Анализ имеющегося минералого-петрографического и петрохимического материала по метавулканикам александровской толщи позволяет отнести их к континентальным рифтовым образованиям [Иванов, 1979; Континентальные..., 1981], завершающим, по-видимому, вендский тектоно-магматический цикл. Вендский возраст пород, слагающих александровскую толщу, определяется стратиграфическим положением вмещающих их отложений в общем разрезе древних толщ Кочкарского антиклинория, а также находками в нижней части толщи фрагментов сильно изменённых предположительно верхнепротерозойских микрофоссилий *Protosphaeridium* sp., *Leiosphaeridium* sp., *Leiosphaeridia nordia*, *Arctacellularia* sp., *Leiosphaeridia* sp., *Baltisphaeridium* sp. (определения О.Я. Долговой, ПГО “Уралгеология”) [Сначёв и др., 1990].

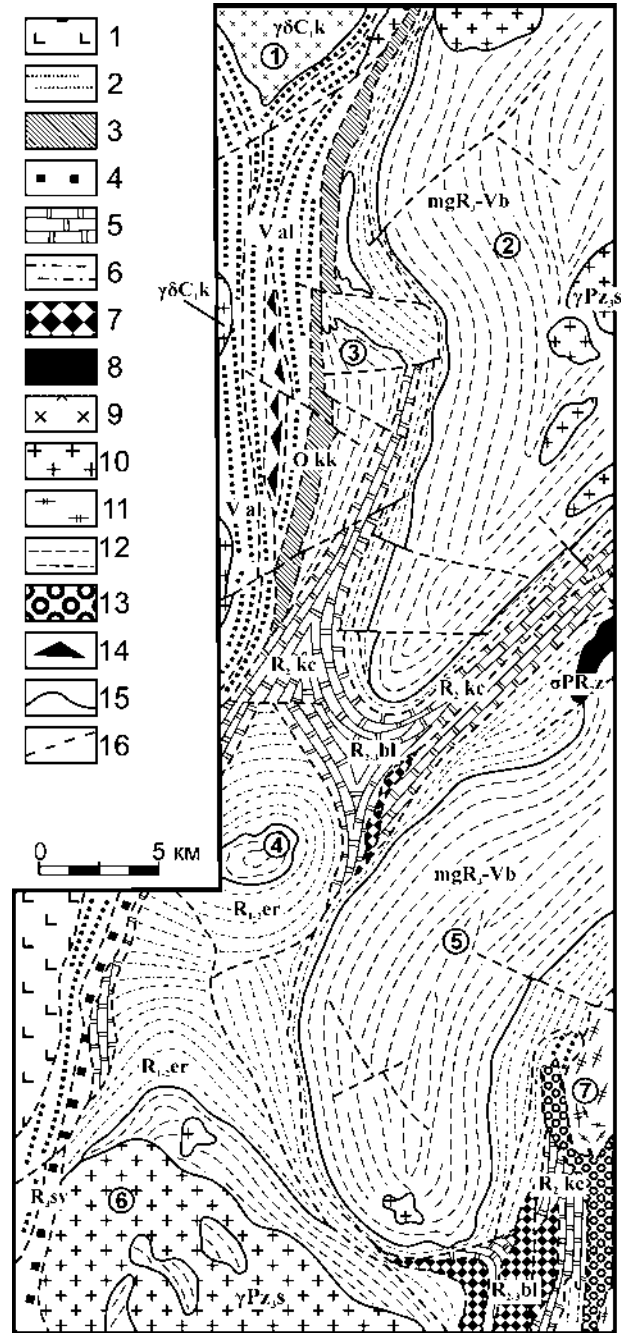


Рис. 5.2. Схематическая геологическая карта Кочкарской площади. Составлена В.П. Муркиным и др. [1989ф]

Условные обозначения: 1 — осадочно-вулканогенные образования Сухтелинского синклинирия; 2 — венд, александровская толща; 3 — венд-ордовик, кукушкинская толща; 4 — верхний рифей, светлинская толща; 5 — средний рифей, кучинская толща; 6 — протерозой, ерёмкинская толща; 7 — образования богатской толщи (катаклазированные силикатно-карбонатные породы); 8 — метаультрамафиты; 9 — диориты, кварцевые диориты, габбро-диориты, габбро; 10 — граниты; 11 — плагиомигматиты; 12 — мигматиты гранитные; 13 — карбонатный меланж; 14 — катаклазы, тектониты нерасчленённые; 15 — стратиграфические и интрузивные границы; 16 — тектонические нарушения. **Цифры в кружочках** — гранитные массивы: 1 — Ключевской; 2 — Варламовский; 3 — Котликский; 4 — Ерёмкинский; 5 — Борисовский; 6 — Санарский; 7 — Пластовский (Андреевский). **Залитый кружок** — положение Светлинского месторождения золота

Кукушкинская толща имеет малую площадь распространения, протягиваясь в виде узкой полосы в северо-западной части рассматриваемой территории, и представлена в основном терригенными отложениями. Нижние горизонты кукушкинской толщи на разных участках её развития расположены на различных стратиграфических уровнях. Так, например, в северной части площади исследований её подстилает ерёмкинская толща, ближе к центру она перекрывает мигматиты борисовского комплекса и мраморы кучинской толщи. В зоне контакта часто отмечаются милониты и ультрамилониты. С александровской толщей контакты повсеместно тектонические. Суммарная мощность равна 500–700 м.

В сложении кукушкинской толщи участвуют метагравелиты, метапесчаники, метаалевропесчаники, метаалевролиты и метапелиты. В верхней части толщи местами встречается пачка мраморов.

В целом разрез толщи характеризуется тонким переслаиванием терригенных разностей. Метагравелиты встречаются преимущественно в нижней части разреза, метапелиты преобладают в верхней части.

В качестве вероятных источников сноса при формировании отложений кукушкинской толщи могут рассматриваться мигматиты борисовского комплекса и метаморфические образования ерёмкинской толщи [Сначёв и др., 1989; Сначёв, Муркин, 1989].

Структурно-стратиграфическое положение, особенности тектоники, сравнительный анализ с терригенными образованиями западного склона Южного Урала [Романов, 1973], а также находки микрофоссилий *Protosphaeridium* sp., *Leiosphaeridium* sp., ? *Leiosphaeridia nordia*, ? *Arctacellularia* sp., *Leiosphaeridia* sp., ? *Baltisphaeridium* sp. (определения О.Я. Долговой, ПГО “Уралгеология”) [Сначёв и др., 1990] позволяют предполагать вендский, а возможно, вендско-раннепалеозойский возраст отложений, слагающих толщу.

Выяснение деталей строения углеродистых и ассоциирующих с ними терригенно-карбонатных отложений вызывает определённые 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 определялось тектоническим режимом и максимально приурочено к инудационной фазе развития бассейнов. Чёрные сланцы нередко формировались синхронно с проявлениями трахитоидного и пикритового магматизма в периоды максимальных прогибаний территорий (александровская толща); вместе с тем углеродистые породы отвечают и фазам относительного тектонического покоя, во время которых они образовывали выдержанные на большой площади маркирующие горизонты (ерёмкинская толща).

Для реконструкции палеогеографических условий седиментации рассматриваемых черносланцевых толщ нет достаточных данных. Тем не менее такие признаки как присутствие тонкослоистых толщ, обогащённых биогенным углеродом и сингенетичным пиритом, тесная ассоциация с вулканидами, а также повышенная фосфатонность и марганценосность указывают, вероятнее всего, на относительную удалённость от континента и формирование углеродистых толщ в условиях сероводородного заражения.

5.1.2. Петрохимия углеродистых отложений

По составу литокомплексов углеродистые отложения Восточно-Уральского поднятия можно отнести к следующим формациям: карбонатно-углеродистой, терригенно-углеродистой и кремнисто-углеродистой (рис. 5.3) [Рыкус и др., 1993].

Карбонатно-углеродистая формация представлена отложениями кучинской и частично александровской толщ. В нижней части наиболее полных разрезов этого типа присутствуют алевропесчаники и песчаники, переслаивающиеся с углеродистоглинистыми сланцами и алевритистыми известняками (см. рис. 2.12). Выше по разрезу появляются доломиты и доломитовые известняки, которые постепенно становятся преобладающими. Они ассоциируют с углеродисто-глинисто-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 [Акульшина, 1976; Юдович, 1981] (табл. 5.1).

Гидролизатный и алюмокремниевый модули, применяемые для оценки степени зрелости материала осадков, колеблются соответственно в пределах

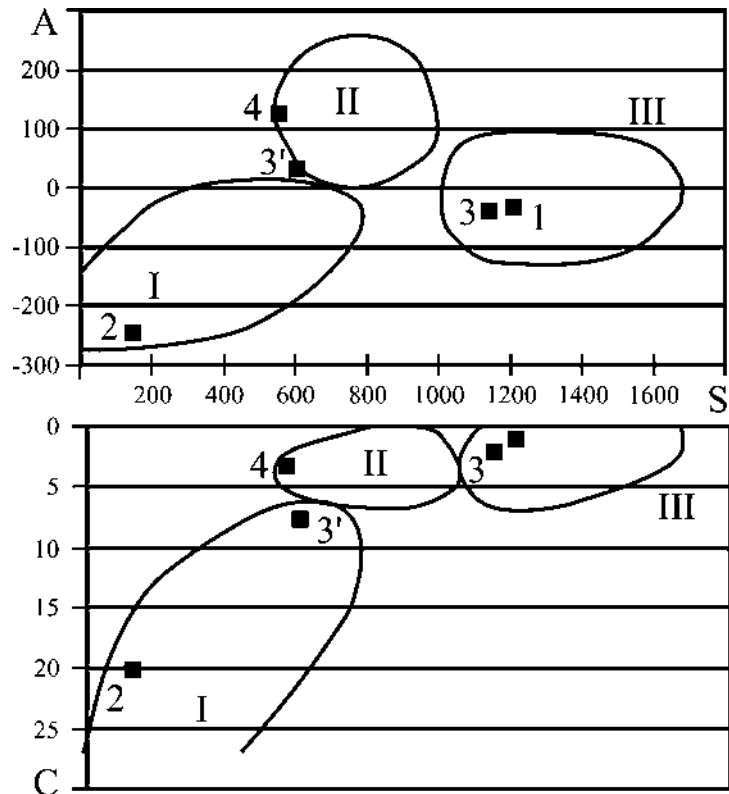
Рис. 5.3. Типизация углеродистых отложений Качкарского антиклинория с помощью диаграммы О.В. Горбачёва, Н.А. Созинова [1985]

Цифрами на диаграмме обозначены свиты: 1 — ерёмкинская, 2 — кучинская; 3–3' — различные разрезы александровской толщи, 4 — кукушкинская. Поля формаций: I — карбонатно-углеродистая, II — терригенно-углеродистая, III — кремнисто-углеродистая

0,33–0,46 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 отношения 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 заключить, 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 [1970], соответствует грауваккам, гидрослюдистым и монтмориллонит-гидрослюдистым глинам.

К *терригенно-углеродистой формации* относятся отложения кукушкинской толщи. В этом типе отложений углеродистые породы чередуются с песчаниками и алевролитами, реже встречаются известняки и доломиты, в том числе и углеродисто-глинистые. В отложениях кукушкинской толщи хорошо распознаётся трансгрессивный характер осадконакопления. Основание её разреза слагают метаморфизованные брекчии и гравийно-песчаные разности аркозового или полимиктового состава. Брекчии являются базальным горизонтом, начинающим терригенную серию осадков. Большая часть разреза толщи сложена песчаниками, гравийно-песчаными, алевроитовыми, алевро-псаммитовыми разностями пород. К верхней части разреза тяготеют алевроитовые, алевро-пелитовые, пелитовые разности, часто с примесью графитистого материала, содержащие местами прослои мраморов. Основные минералы углеродистых отложений — кварц, плагиоклаз, серицит, биотит, углеродистое вещество, пирит.

Петрохимические особенности углеродистых пород — относительно высокое содержание глинозёма (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 перетерпел незначительную химическую дифференциацию (Al_2O_3/Na_2O — 12–23; K_2O/Na_2O — 2–8), его перенос и переотложение в бассейне седиментации осуществлялись в обстановке гумидного климата (Al_2O_3/TiO_2 — 19–23) [Рыкус и др., 1993].

Кремнисто-углеродистая формация представлена разрезами ерёмкинской и александровской толщ. В составе отложений участвуют метаморфизованные осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные породы. Преобладают биотитовые, серицит-биотитовые, хлоритовые, биотит-актинолитовые сланцы, обычно переслаивающиеся с графитистыми и слюдисто-графитистыми кварцитами. Количество и мощность последних увеличивается вверх по разрезу. Намечается общая трансгрессивная фациальная последовательность 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, пирроотином, реже сфалеритом, ильменитом, пентландитом [Рыкус и др., 1993].

Анализ химического состава графитистых кварцитов с использованием петрохимических параметров Я.Э. Юдовича [Юдович, Кетрис, 1988] показал, что исходными образованиями для них были первично кремнистые породы, в различной степени обогащённые органическим веществом. Характерные особенности — относительная “чистота” химического состава пород, повышенное содержание в них P_2O_5 , низкие значения информативных параметров физико-химических условий седиментации — типичны для кремнистых аквагенных отложений (эвсилитов), образовавшихся 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 алевро-пелитового материала, а ряд обломочных пород терригенно-углеродистого типа непременно содержит включения и отдельные пачки карбонатных образований. 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 фаціальными разновидностями единой углеродистой формации, или же разрезы допалеозойских отложений представлены несколькими разобщёнными уровнями и должны выделяться в ранге самостоятельных формаций.

Определение малых элементов, включённых в выборки, выполнялось в основном спектральным полуколичественным методом. Часть анализов продублирована атомно-абсорбционным методом [Рыкус и др., 1993]. Между многими элементами во всех типах углеродистых отложений обнаруживаются тесные корреляционные связи, поэтому они могут быть объединены в геохимические ассоциации, характерные для обломочной (Ti, Al, Zr, Cr) и карбонатной (Ca, Sr, Ba, Pb) фракций чёрных сланцев, а также связанные с сульфидами (Co, Ni, As, Zn, Cu) и, возможно, органическим веществом (Mn, Pb, V) (табл. 5.2).

Для отложений *карбонатно-углеродистой формации* содержания почти всего набора рудогенных элементов-примесей (Ni, Co, Cu, Pb) близки к кларковым или даже выше кларковых концентраций для глинистых пород [Рыкус и др., 1993] (рис. 5.4). Это объясняется, по-видимому, биофильностью данной группы элементов, их геохимической связью с высокими содержаниями углеродистого вещества и присутствием в породах сульфидов Fe, способных также выполнять концентрирующие функции. Кроме того, исходные породы, поставлявшие матери-

ал 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. Объём обломочной фракции в отложениях карбонатно-углеродистого типа, представленной плагиоклазом, кварцем, карбонатом, биотитом, амфиболом, незначителен. Для пород характерны повышенные (выше кларковых) содержания Cr и более высокое за счёт этого отношение Cr/Ti. Обращает внимание схожесть распределения Cr и Ni, что подтверждает единство их источника, каковым являлись, скорее всего, коры выветривания ультрабазитовых массивов.

Углеродистые породы обогащены марганцем. Содержания этого его более чем в три раза превышают кларковые значения для обычных глин и являются наиболее высокими по отношению к концентрациям Mn в углеродистых отложениях других рассматриваемых типов. Повышенные концентрации Mn обычно не характерны для углеродистых отложений, по крайней мере большинство черносланцевых формаций фанерозоя отличаются явно пониженными (ниже кларковых) его значениями, 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 [Cregar et al., 1972]. В нашем же случае, обогащённость 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 растворённом виде, а восстановительные условия среды седиментации обеспечивали его длительное нахождение в растворённой форме в иловых или придонных водах. Извлечение же Mn из воды и фиксация его в осадок происходили в периоды отложения карбонатных минералов-коллекторов.

Терригенно-углеродистая формация представлена, как было отмечено выше, кукушкинской толщей. Слагающие её чёрные сланцы пока охарактеризованы недостаточным количеством проб. Среди геохимических особенностей кукушкинской толщи можно отметить следующие [Рыкус и др., 1993]. Признаки гидролизатного характера осадочного материала и динамической дифференциации вещества чёрных сланцев выявляются по аномальным

Таблица 5.1
Средний химический состав углеродсодержащих пород северной части Восточно-Уральского поднятия (масс. %)

Толща	Кол-во проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	S	ппп	сумма
Еремкинская	3	88,90	0,14	2,70	0,08	1,17	1,75	0,42	0,03	0,47	0,70	0,65	0,72	0,26	2,24	99,90
Кучинская	1	43,80	0,47	14,3	2,40	3,10	17,40	3,30	0,17	2,40	2,20	0,37	5,06	2,06	8,90	98,80
Кукушкинская	1	52,50	0,72	25,70	1,40	1,50	0,90	1,80	0,02	1,30	8,40	0,08	0,90	0,15	5,30	99,50
Александровская	10	81,55	0,26	5,52	0,79	1,49	2,04	1,24	0,05	0,50	1,34	0,63	0,81	0,37	4,23	99,64
	2	61,10	0,70	15,04	2,14	4,80	2,92	3,56	0,08	1,30	2,83	0,28	0,42	1,07	4,58	99,33
	3	44,30	1,63	20,98	2,53	6,05	4,39	3,33	0,10	1,52	3,24	0,20	3,00	0,53	11,30	99,67

Таблица 5.2
Среднее содержание элементов-примесей (n=10-3%) в углеродистых породах северной части Восточно-Уральского поднятия

Толща	Кол-во проб	Ni	Co	Cr	Mn	V	Ti	P	Cu	Zn	Pb	Ag	As	Ba	Sr	Zr
Еремкинская	3	10,0	1,1	26,7	36,7	26,7	150,0	—	9,7	20,7	3,5	0,06	0,7	73,3	16,2	8,0
		5,0-15,0	0,7-1,5	20,0-30,0	30,0-50,0	10,0-50,0	100,0-200,0		70,-15,0	5,0-50,0	0,5-5,0	0,03-0,1	0,0-2,0	50,0-100,0	15,0-20,0	7,0-10,0
Кучинская	8	10,3	1,9	10,4	243,0	6,9	287,5	48,6	6,1	—	1,65	0,02	5,0	36,3	28,6	9,8
		6,0-12,0	1,0-3,0	6,0-15,0	150-300,0	5,0-8,0	100,0-400,0	40,0-50,0	3,0-15,0	1,2-2,5	0,015-0,03	5,0-6,0	20,0-30,0	30,0-50,0	20,0-30,0	8,0-10,0
Кукушкинская	3	9,3	3,0	3,7	8,0	6,0	333,3	—	7,3	13,3	6,7	0,01	2,0	90,0	11,7	18,3
		3,0-15,0	1,0-5,0	3,0-5,0	7,0-10,0	3,0-10,0	200,0-500,0	—	5,0-10,0	10,0-20,0	3,0-10,0	0,0-0,015	2,0	70,0-100,0	10,0-15,0	10,0-30,0
Александровская	69	12,8	2,0	16,2	97,7	12,3	407,2	233,6	10,5	12,4	2,4	0,04	3,5	33,6	12,0	9,3
		3,0-30,0	1,0-10,0	3,0-90,0	30,0-300,0	3,0-30,0	200,0-1000,0	50,0-600,0	3,0-30,0	2,0-30,0	0,7-6,0	0,01-0,2	2,0-10,0	10,0-100,0	10,0-50,0	5,0-15,0

Примечания: в числителе — среднее значение, в знаменателе — пределы колебаний.

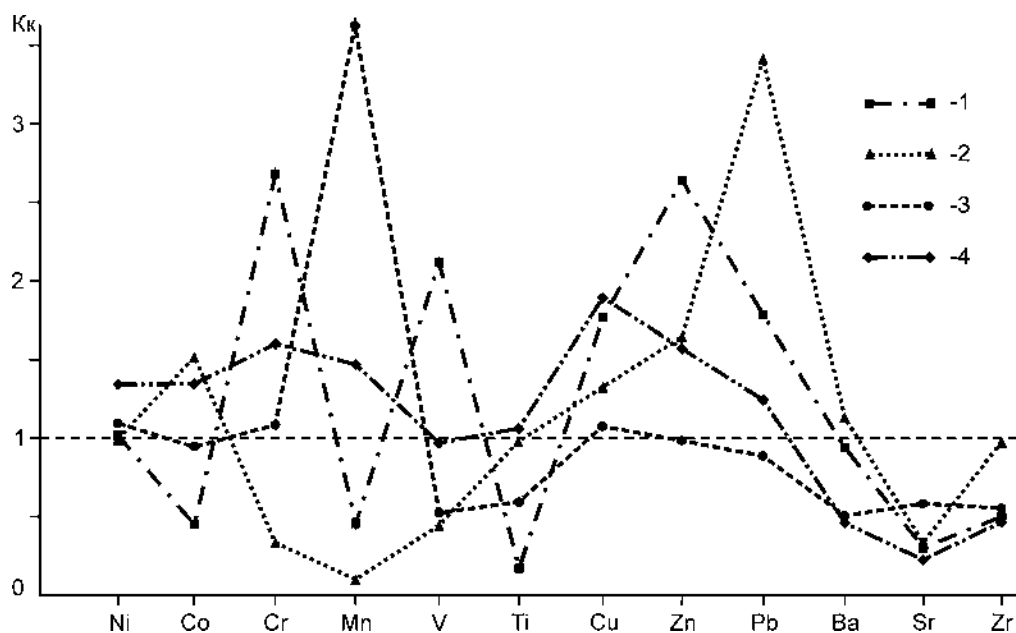


Рис. 5.4. Содержание малых элементов в углеродистых отложениях Восточно-Уральского поднятия

Условные обозначения: 1 — ерёмкинская, 2 — александровская, 3 — кучинская, 4 — кукушкинская толщи

значениям ГМ (0,56), АМ (0,49), высокому содержанию глинозёма и по преобладанию кварца в составе обломочной фракции этих пород. Характерны очень низкие значения ТМ (0,03) и ФМ (0,09), указывающие на незначительную долю в осадке минералов-носителей Ti, Fe, Mg. В совокупности всё это означает, что исходным материалом для формирования чёрных сланцев кукушкинской толщи были преимущественно кислые породы, в частности, несомненно участие продуктов разрушения борисовского мигматитового комплекса и метаморфических образований ерёмкинской толщи [Сначёв и др., 1990]. Породам присущи низкая карбонатность и повышенные содержания бария, что наряду с высокими значениями $K/Са > 5$ и $Ва/Sr > 5$ 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 изученного допалеозойского разреза.

Кремнисто-углеродистая формация пользуется широким распространением среди докембрийских образований Восточно-Уральского поднятия. От вышерассмотренных формаций данные отложения отличаются достаточно отчётливо присутствием значительных объёмов вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород, а также существенно кварцевым матриксом углеродистого осадка [Рыкус и др., 1993].

Отложения ерёмкинской и александровской толщ обладают сходными петрохимическими осо-

бенностями, главным образом высоким содержанием кремнезёма и низкой титанистостью. 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-углеродистой формации характерны крайне низкие значения алюмокремниевого АМ (0,03–0,05) и щелочного ЩМ (0,4) модулей, что подтверждает доминирующую роль кварца в составе обломочной фракции чёрных сланцев. Породы обеднены титаном по сравнению с любыми другими углеродистыми отложениями как карбонатно-углеродистой, так и терригенно-углеродистой формаций. Им свойственны невысокие концентрации элементов-гидролизатов и, как следствие, самое низкое для рассматриваемого 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, чёрные сланцы обладают низкой карбонатностью и значительным накоплением Ва по отношению к Sr ($Ва/Sr = 4,5$), 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 улавливаются полуколичественным спектральным анализом. Типовой геохимической чертой для рассматриваемых отложений можно считать устойчиво высокие концентрации таких элементов-примесей как Ni, Co, Cr, V, Cu, Zn, Pb (см. рис. 5.4). Наиболее значительные содержания Cr свойственны углеродистым сланцам ерёмкинской 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 чёрных сланцев несомненно указывает на участие в их образовании и материала гипербазитов.

Содержание $C_{орг}$. В отложениях Восточно-Уральского поднятия углеродистое вещество представлено графитом. Основная его масса обособляется в виде полосчатых, прожилковидных, линзообразных и неправильной формы скоплений. В метаморфизованных углеродистых формациях рассматриваемой территории выделяются следующие морфогенетические типы графита [Рыкус и др., 1993]:

1) чешуйчатые выделения гексагонального и призматического габитуса размерами $0,01-0,1 \times 0,005-0,01$ мм, часто изогнутые, деформированные и ориентированные параллельно полосчатости и рассланцеванию. Графит обычно приурочен к зёрнам кварца, реже встречаются его вроски в карбонатных минералах или звёздчатые срастания внутри пирротина;

2) тонкозернистые хлопьевидные и ступчатые скопления, а также линзовидные микропрослой мощностью до 2,0 мм в ассоциации с табличками слюды;

3) пылевидные и тонкочешуйчатые 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 углеродистого вещества при метаморфизме.

Аналитическими данными по концентрации свободного углерода в чёрных сланцах Восточно-Уральского поднятия мы не располагаем. Содержания $C_{орг}$ оценены приблизительно с помощью

количественных петрографических наблюдений и расчётным путём [Юдович, Кетрис, 1988]. Полученные таким образом данные показывают, что в карбонатно-углеродистых отложениях кучинской и александровской толщ наблюдаемые и расчётные содержания углеродистого вещества 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 чёрные сланцы кремнисто-углеродистой формации содержат 3,0% и 2,5% $C_{орг}$ [Рыкус и др., 1993]. 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. Это позволяет уверенно относить все черносланцевые отложения Восточно-Уральского поднятия к нормальному углеродистому типу.

5.1.3. Рудоносность углеродистых отложений

Единственным рудным объектом в пределах Восточно-Уральского поднятия, залегающим в углеродсодержащих породах, является Светлинское месторождение.

Расположено оно на северной окраине посёлка Светлый, открыто в 1979 г. Э.И. Мещнером и разведано Кочкарской ГРП. Изучалось многими исследователями [Сазонов, 1984, 1988; Сазонов и др., 1985, 1999; Берзон, 1987], по материалам которых получен обширный материал по геологическому строению, химизму и особенностям состава вмещающих оруденение образований, минеральному составу руд, стадийности рудоотложения.

Один профиль глубоких скважин (от первых сотен метров до километра) просмотрен нами [Сначёв, 1988ф]. Отбор образцов на шлифы и аншлифы производился через 5 м, в итоге по месторождению описано порядка 500 шлифов и 250 аншлифов. Проведён также ряд специальных исследований, в том числе изучение: составов граната, ставролита, биотита; распределения элементов в пределах единичных зёрен гранатов, пирита, сфалерита; содержания золота и серебра в рудных минералах (пирит, пирротин, магнетит) и биотите.

В геологическом отношении месторождение расположено в зоне влияния Косаргинско-Куликовского глубинного разлома и локализовано в плагиосланцах светлинской толщи ($RF_3?$) вблизи тектонического контакта с мраморами кучинской толщи ($RF_1?$) (рис. 5.5, 5.6) [Сазонов, 1984, 1999; Муркин и др., 1989ф]. Толща сланцев сложена в нижней части метапесчаниками, сменяющимися вверх карбонат-биотитовыми, карбонат-амфиболовыми и амфиболовыми плагиосланцами с алевро-псаммитовыми структурами, чередующимися с прослоями

мраморов, реже с прослоями графитистых кварцитов, двуслюдяных и мусковитовых плагиосланцев. В верхней части разреза развиты преимущественно биотитовые, карбонат-биотитовые плагиосланцы с бластопелитовой, бластоалевритовой, бластопсаммитовыми структурами, превращёнными в биотит-кварц-серицитовые, кварц-серицитовые метасоматиты. Особенностью этой части толщи является присутствие на разных стратиграфических уровнях пластовых и линзовидных тел метагаббро-диабазов, метадиабазов баштауского комплекса условно позднепротерозойского возраста. Для всей толщи характерна чёткая слоистость, подчёркнутая тонким чередованием пород различного состава, что подтверждается многочисленными результатами химических анализов. В зависимости от количественного соотношения минералов плагиосланцы

соответствуют мелановаккам, грауваккам, полимиктам и гидрослюдистым глинам. Метагаббро-диабазы и метадиабазы по химическому составу ближе всего к континентальным толеитовым базальтам, отличаясь только несколько повышенным содержанием магния, количество калия в них близко к океаническим толеитовым базальтам.

Толща находится в тектоническом блоке между образованиями кучинской и александровской толщ. Контакт с кучинской толщей тектонический, надвигового характера. Мощность толщи от 250 до 1000 м. Вдоль контакта с александровской толщей располагаются тела ультрамафитов. По геолого-геофизическим данным, в пределах площади месторождения установлены тектонические нарушения субмеридионального, северо-западного и субширотного простирания.

Процессами метаморфических и метасоматических преобразований пород в районе месторождения занимались Б.К. Львов, Л.М. Минкин, В.Б. Болтыров, А.И. Русин, В.Н. Сазонов и другие исследователи, детально описавшие и увязавшие их с высокотемпературными зонами разломов, в которых проявлены процессы мигматизации и гранитизации, обусловившие появление бластокатаклизитов, впоследствии преобразованных в метасоматиты. Район месторождения располагается в сиалическом блоке земной коры, характеризующемся широким развитием гранитоидов и глубоко метаморфизованных горных пород, специализирующихся на редкие металлы, золото, гранулированный кварц.

Метаморфизм пород района связывается с двумя этапами: ранний этап — зеленосланцевой фации и поздний — ам-

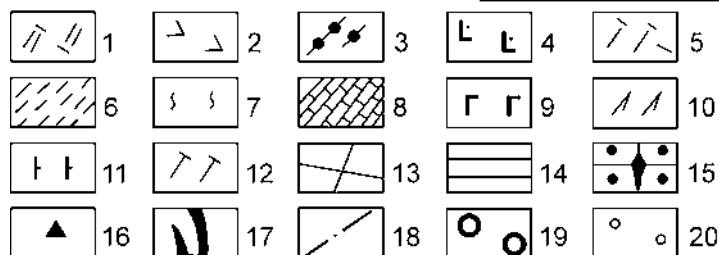
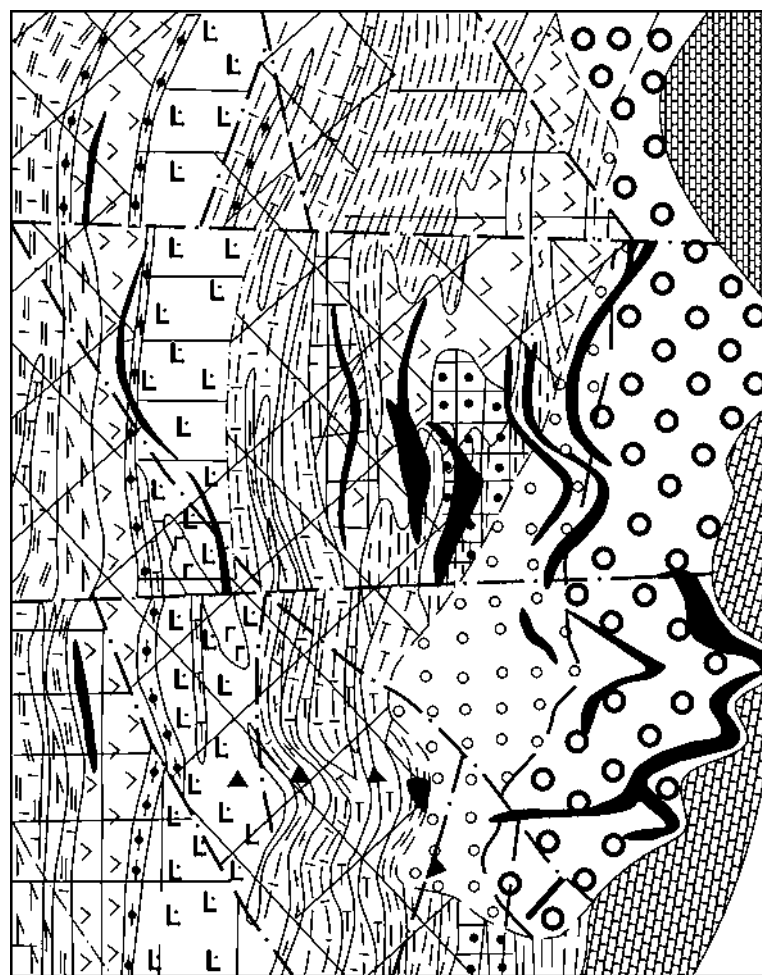
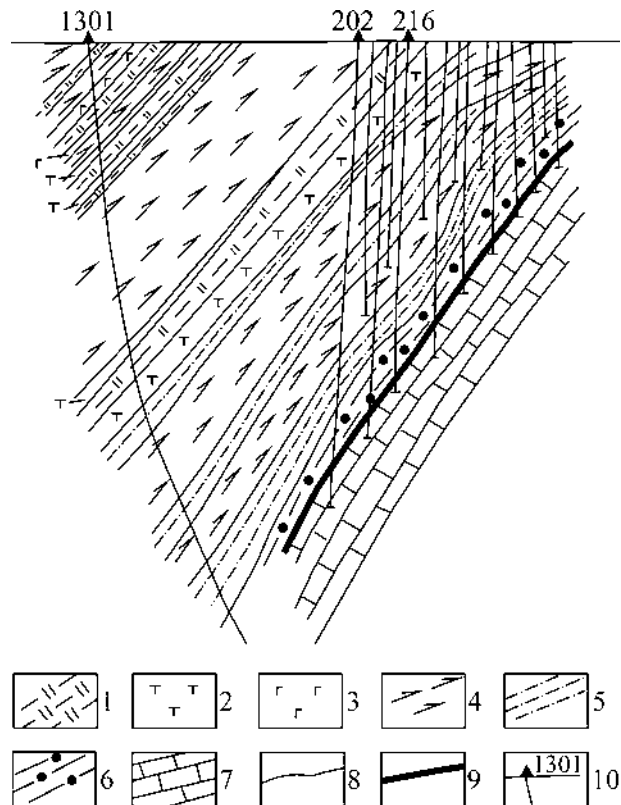


Рис. 5.5. Геолого-метаморфическая карта района Светлинского полигенно-полихронного золоторудного месторождения (Южный Урал). По В.Н. Сазонову и др. [1989]

Условные обозначения: 1 — преимущественно карбонатно-кремнистые сланцы; 2 — туфопесчаники и туфы базальтового и андезитового составов; 3 — существенно углеродисто-кремнистые сланцы; 4 — туфогенные сланцы и туфопесчаники; 5 — туффиты и алевриты; 6 — песчаники, алевриты, иногда гравелиты; 7 — алевропесчаники с прослоями глинистых сланцев; 8 — мраморизованные известняки; 9 — габбро и габбро-диабазы; 10 — амфиболиты; 11 — тальковые, хлоритовые, иногда актинолитовые метасоматиты по серпентинитам; 12 — тальк-карбонатные метасоматиты; 13 — зеленосланцевая фация; 14 — амфиболовая фация; 15 — биотитизация; 16 — березитизация — листовитизация; 17 — рудоносные зоны; 18 — коллизионные швы; 19, 20 — кора выветривания: структурная (19) и бесструктурная (20)

Рис. 5.6. Геологический разрез по линии скважин 1301–202–216 [Сначёв, 1988ф]

Условные обозначения: 1 — сланцы слюдисто-кварцевые, углеродистые, развитые по углеродистым алевролитам и аргиллитам; 2 — сланцы по туфоалевролитам; 3 — дайки основного состава; 4 — амфиболиты, кварц-плагиоклаз-амфиболовые, кварц-слюдисто-амфиболовые породы по туфоалевролитам, туфоалевро-песчаникам, основным эффузивам; 5 — кварц-слюдистые, кварц-полевошпат-слюдистые сланцы по алевро-песчаникам, алевролитам, песчаникам; 6 — гравелиты, песчаники, кварцитовые сланцы; 7 — мрамор; 8 — геологические границы; 9 — зона надвига; 10 — поисково-разведочные скважины



фиболоитовой фации, регрессивная ветвь процесса сопровождается метаморфогенно-гидротермальным оруденением, продуктивным на золото, типоморфной особенностью которого является фемический профиль, повышенные температуры образования окolorудных метасоматитов и широкое развитие теллуридов [Сазонов и др., 1989, 1999]. Низкотемпературная фация зеленосланцевого метаморфизма характеризуется своим набором минералов — хлорит, альбит, серицит, карбонат. Для амфиболитовой фации прогрессивного метаморфизма характерны сине-зелёная роговая обманка, эпидот, плагиоклаз (андезин), бурый биотит, гранат, образующие минеральные ассоциации. На регрессивной стадии появляются бесцветный амфибол, актинолит, эпидот, хлорит, альбит, мелкочешуйчатый буроватый биотит, образующие свои минеральные ассоциации. На стадии метасоматической переработки пород образуются кварц-серицит-хлоритовые, кварц-серицитовые, серицитовые сланцы полосчатой, пятнисто-полосчатой текстуры, кварц-серицит-биотитовые (в висячем боку), серицит-биотитовые (в лежачем) породы, а также линзы и тела монокварцитов, содержащих золото до первых десятых долей грамма на тонну.

В пределах площади участка широко проявлены разрывные нарушения. Разломы меридионального простирания контролируют оруденение первого рудного этапа.

Вдоль нарушений северо-западного направления развивались зоны расщепления и кварцевые минерализованные прожилки, сопровождающиеся амфиболитизацией и биотитизацией. Амфиболитизация над выклинивающимися прожилками иногда носит пятнистый, пламевидный характер. Разломы этого типа чётко контролируют первичные литогеохимические ореолы золота и серебра. Нарушения широтного простирания являются сдвиговыми, нередко смещают рудные тела на 10–20 м. Не исключено заложение этих разломов в дорудный этап развития.

В становлении оруденения В.Н. Сазонов [1984, 1985, 1988] выделяет семь этапов: дорудный, три рудных, затем образование кварц-альбитовых жил с жильбертитовой оторочкой, связанных с нормаль-

ными гранитами, и зон микроклинизации, кварц-микроклиновых прожилков в связи с раннемезозойской тектоно-магматической активизацией. Последний этап связан с экзогенными преобразованиями месторождения.

С дорудным (доскладчатым) этапом (предположительно $S-D_1$) связано накопление терригенно-осадочной толщи с прослоями туфов основного состава, развитие ультрабазитов, вулканитов базальтового состава; диагенез пород толщи и развитие, преимущественно в углеродистых прослоях, золотоносного пирита неправильной и кубической формы, размером 2–3 мм (содержание Au до 0,5–0,7 г/т).

С первым рудным (метаморфогенно-гидротермальным) этапом (также $S-D_1$) связывается образование основных структур района, развитие метаморфизма зеленосланцевой фации, которая контролировалась субмеридиональными зонами разломов. Вдоль последних развивалась прожилково-вкрапленная существенно пиритная минерализация, формировались кварцевые (иногда с шеелитом) и кварц-карбонатные жилы. Абсолютный возраст этапа не менее 383 млн. лет.

На втором рудном (магматогенно-гидротермальным) этапе (предположительно D_2-C_1), связанном со становлением гранитоидов тоналит-гранодиоритовой формации и образованием даек основного состава, устанавливается развитие кварцевых жил, сопровождаемых березитизацией и лиственитизацией вмещающих пород. Абсолютный возраст этапа 350–320 млн. лет.

С третьим рудным (метаморфогенно-гидротермальным) этапом (предположительно C_{2-3}) связан прогрессивный метаморфизм вдоль ранних рудоносных зон в связи с мантийными флюидами, которые привели к образованию сине-зелёной и бесцветной роговой обманки, крупночешуйчатого биотита, хлорита, карбоната (кальцита). В регрессивную стадию происходит образование кварцевых прожилков за счёт освобождающегося кремнезёма при биотитизации кварц-серицитовых метасоматитов и развитие преимущественно теллуридной минерализации (пирротин, троилит, аргентопентландит), продуктивной на золото. Абсолютный возраст этапа 355–290 млн. лет. Особенностью этапа является специфический фемический профиль околорудных метасоматитов и высокая температура их формирования (660–680 °С).

Время формирования кварц-альбитовых жил — 270 млн. лет, зон микроклинизации и кварц-микроклиновых жил — 200–180 млн. лет (пятый и шестой этапы).

В заключительный этап происходит экзогенное преобразование месторождения — дезинтеграция рудных тел и ореолов в приповерхностной части месторождения при выветривании. Золото высвобождается из сульфидов и теллуридов, происходит укрупнение частиц с образованием высокопористых агрегатов размером до 2–3 мм.

Оруденение представлено прожилково-вкрапленными сульфидизированными зонами, субсогласными со сланцеватостью, сопровождаемыми согласными прожилками гранулированного кварца и серией секущих, крутопадающих, под углом 80–90° к горизонту, кварцевых золотоносных жил, сложенных молочно-белым, полупрозрачным и желтоватым кварцем [Сазонов, 1985, 1988]. Минеральный состав руд — самородное золото в кварце и мельчайшие включения золота в пирите, пирротине, халькопирите, теллуридах свинца, никеля, железа, золота. Содержание свободного золота в рудах, по результатам технологических испытаний, составило от 10,6 до 44,4%, при этом в кварцевых жилах оно было от 14,7 до 44,4%, а в зонах сульфидной минерализации — от 10,6 до 18,1%. Среднее содержание золота в рудных телах — 2,76 г/т.

В основном эндогенное оруденение месторождения относится к золото-сульфидной формации. Руды остаточного генетического типа на месторождении представлены корами выветривания в карстовых полостях на контакте плагиосланцев светлинской толщи и кучинских мраморов. Рудные тела имеют мощность от первых метров до 10–20 м и повторяют рельеф поверхности мраморов. Среднее содержание золота в рудах этого типа, представленного двумя разновидностями — зёрнами монолитного строения, образованными за счёт разрушения золотоносных кварцевых жил и микропористого золота, образованного, по данным В.В. Мурзина

и др. [1981], в результате выщелачивания и распада золотосодержащих теллуридов, составляет 2,25 г/т.

Идея В.Н. Сазонова [1984, 1985, 1988] понятна. Месторождение является полигенным и полихронным. Постепенно, с течением времени, шло перераспределение золота. Из рассеянного в больших объёмах вмещающих пород происходила его концентрация в метасоматиты и кварцевые жилы. Верхний температурный предел процесса рудообразования определён в 550 °С. Источник золота получается комбинированным, основу его составляют терригенные породы, глубинные флюиды и гранитоиды тоналит-гранодиоритовой формации. Нельзя, вероятно, забывать также об основных эффузивах вулканогенно-осадочной пачки и дайках диабазов, которые также могли служить источником какой-то части золота.

Типоморфные черты месторождения следующие [Сазонов, 1988; Сазонов и др., 1999]:

1. Смена карбонатных пород, залегающих в низах разреза, терригенными отложениями, содержащими углеродистые прослои, а затем эффузивами основного состава.

2. Контроль оруденения разломами нескольких направлений.

3. Совмещённость прожилково-вкрапленного оруденения с кварцево-жилным.

4. Рудные тела месторождения отвечают линейным зонам развития сульфидной вкрапленной минерализации, включающим большое количество кварцевых жил, прожилков, гнезд, сформировавшихся в три этапа.

5. Анализ минеральных парагенезисов рудных зон и отношений Au/Ag в рудах показал признаки и причины метаморфогенного перераспределения золота и серебра, вертикальную зональность в метаморфитах и рудных телах: на глубинах более 400 м устанавливается очень низкое содержание серебра, которое под влиянием высоких температур отгоняется вверх и выпадает в более низкотемпературных зонах, а в глубинных зонах появляются силлиманит, гранат.

6. Частичным источником золота для промышленных руд являлись метаморфиты с повышенным содержанием золота. Максимальные концентрации золота связаны с рудными жилами третьего этапа и ассоциирующими с ними кварц-биотитовыми метасоматитами, образование которых обусловлено глубинными флюидами и магматитами.

7. Масштабы рудных тел и их продуктивность в значительной мере определяются составом исходных пород (алевролиты, углистые алевролиты, алевропесчаники).

8. Полигенность и полихронность оруденения.

9. Наличие высокотемпературных метасоматитов фемического профиля.

10. Большое количество теллуридов, низкое содержание серебра, особенно на глубоких горизонтах.

11. Присутствие в жилах вольфрамовой минерализации (шеелита).

12. Отсутствие видимой связи с гранитным магматизмом.

В отчёте Р.О. Берзона и др. [1987ф] по оценке перспектив золотоносности Кочкарского района в общем повторяются основные положения работ В.Н. Сазонова и др. [1984ф, 1985ф, 1986ф, 1988ф]. Признётся связь оруденения с изначальным седиментогенезом и последующими процессами, обосновывается отнесение месторождения к золото-сульфидной формации, отмечается этапность формирования рудных тел, представляющих сочетание послышной сульфидной вкрапленности с минерализованными кварцевыми жилками и т.д. Важными моментами в работе являются: отнесение рудоносной вулканогенно-терригенной толщи (возраст её датируется как $C_1t_2-C_2b$) к моласоидной формации раннеорогенного этапа развития Восточно-Уральского поднятия и отрицание существования надвига на контакте с толщей мраморов (переход считается постепенным).

Месторождение изучалось нами при проведении ГДП-50 [Муркин и др., 1989ф]. В отличие от представлений В.Н. Сазонова и др. [1985], породы светлинской толщи датируются поздним рифеем и рассматриваются как продукты регионального метаморфизма в условиях эпидот-амфиболитовой фации. С образованием толщи парагенетически связаны березиты и пространственно аргиллизиты.

Золотоносность минералов изучена В.Н. Сазоновым. По его данным, практически все минералы содержат золото в количестве до 1,7 г/т. При проведении ГДП-50 нами изучена золотоносность биотита, пирита, пирротина, магнетита, отобранных из рудных и подрудных зон месторождения. Так, в пределах рудной зоны содержание золота в минералах-концентраторах примерно в 4 раза превышает содержание золота в этих минералах в безрудной зоне на флангах месторождения. Наиболее золотоносен пирит — до 72 г/т, пирротин — до 12,9 г/т, коричневый биотит — до 3,0 г/т, бурый биотит — до 0,4 г/т, магнетит — до 0,3 г/т, чёрный биотит — до 0,1 г/т.

Этими же работами, в связи с установлением на месторождении низкотемпературных метасоматитов — аргиллизитов, которые обычно сопровождаются ореолами сурьмы и ртути, было проведено определение ртути в пробах, отобранных в различных зонах месторождения. Результаты определения показывают, что содержание её практически не отличается в рудных и безрудных зонах, и золотое оруденение в интервале глубин 124–1100 м не сопровождается повышением содержания ртути.

Расчёты давлений и температур образования биотит-гранат-ставролитового парагенезиса с помощью диаграмм Л.Л. Перчука и И.Д. Рябчикова [1976], проведённые нами показали для верхних

горизонтов месторождения температуру 490 °С, давление 4,8 кбар, для средних — $T = 510-560$ °С и $P = 4,9-5,4$ кбар (коричневый биотит), в основании — $T = 670$ °С, $P = 8,0-9,9$ кбар. Эти данные и присутствие муассонита свидетельствуют о тектонически напряжённой обстановке при образовании месторождения.

Всё вышеизложенное говорит о полигенности и полихронности, длительном времени формирования месторождения, начиная с позднего рифея, с этапа плагиомигматизации и куполообразования.

Совокупность имеющихся у нас данных по породам основания нижней терригенной пачки: наличие катаклазированных пород, высокие значения температуры и особенно давления — присутствие муассонита, образующегося только при высоких давлениях, доказывает существование здесь крупной тектонической зоны. Приуроченность основной части золотого оруденения к этой пачке, а наиболее высоких значений содержания золота — к её центральному и нижнему интервалам, говорит об очень важной роли зоны надвига в истории формирования месторождения [Сначёв, 1988ф].

Приведём ряд данных по изучению методом золотометрии распределения золота и серебра в монофракциях биотита трёх генераций, пирита двух генераций, пирротина и магнетита (табл. 5.3), а также по определению температуры образования пирит-сфалеритовой ассоциации (рис. 5.7). По нашим данным [Сначёв, 1988ф], зеленовато-бурый ранний биотит имеет самые низкие содержания золота (меньше 0,1 г/т), тогда как чёрный — 0,1–0,6 г/т, наиболее золотоносен коричневый биотит — 1–5 г/т. Близок к коричневому биотиту по содержаниям золота пирит, отобранный из метасоматитов зеленосланцевой фации метаморфизма, — 1–8 г/т. Заметно выше золотоносность пирита высокотемпературных метасоматитов с коричневым биотитом — 10–30 г/т. В магнетите и пирротине содержания золота приблизительно равные и довольно низкие, соответственно 0,4–0,7 и 0,5–1,0 г/т. Распределение серебра имеет тенденции, близкие к таковым для золота, т.е. генерации, которые обогащены одним элементом, больше содержат и другого, но для серебра есть и своя закономерность, такая, например, как постепенное его уменьшение в минералах с глубиной, что связано, вероятно, с перераспределением этого элемента в градиентном термальном поле снизу вверх.

Используя эмпирически выявленную зависимость максимальной железистости контактирующего с пиритом сфалерита от температуры рудообразующего раствора [Дёмин, Сергеева, 1981], установлено, что температура образования пирит-сфалеритовой ассоциации составляла 380–450 °С (см. рис. 5.7, данные рентгеноспектрального зонда). Рудные минералы отобраны из высокотемпературных метасоматитов с коричневым биотитом. Ранее

нами приводились данные по температуре формирования биотит (коричневый)-гранатового парагенезиса (480–560 °С). Отсюда следует, что рудная минерализация формировалась уже на регрессивном этапе процесса.

Таблица 5.3

Содержание Au и Ag в мономинеральных фракциях (метод золотометрии)

№№ обр.	Минерал, генерация	Au, у.е.	Ag, у.е.
1301/450	Биотит-III	2,3	34,40
1301/1070	Биотит-III	3,1	33,70
1301/930	Биотит-III	2,5	31,90
1301/195	Биотит-II	0,2	4,0
216/412	Биотит-II	0,4	2,0
216/125	Биотит-II	0,5	2,50
202/859	Биотит-I	< 0,1	1,70
1301/370	Биотит-I	< 0,1	0,90
202/95,4	Магнетит	0,4	6,0
1301/1060	Магнетит	0,6	3,0
202/329	Магнетит	0,4	2,0
1301/649	Магнетит	0,4	1,4
1301/960	Магнетит	0,6	1,0
1301/679	Магнетит	0,75	1,75
1301/615	Магнетит	0,4	1,0
1301/695	Магнетит	0,4	1,0
1301/1100	Магнетит	0,6	1,0
1301/216	Магнетит	0,6	2,0
216/487	Пирротин	0,6	13,0
216/489	Пирротин	1,2	9,5
1301/725	Пирротин	0,5	3,75
216/108	Пирротин	0,5	2,5
1301/675	Пирит-I	6,4	7,0
1301/216	Пирит-I	0,4	3,0
1301/960	Пирит-I	0,25	8,25
1301/215	Пирит-I	0,4	3,0
1301/670	Пирит-I	2,0	3,0
216/391	Пирит-I	8,6	10,0
216/125	Пирит-I	2,0	7,0
202/592,5	Пирит-I	3,6	3,0
202/595	Пирит-I	0,7	4,0
202/340,2	Пирит-I	1,2	3,4
202/340	Пирит-I	5,2	5,0
216/109	Пирит-II	11,0	20,0
202/590	Пирит-II	9,6	17,0
202/277,5	Пирит-II	28,8	18,4
202/236	Пирит-II	12,0	5,0

Итак, наши данные в принципе не противоречат выводам В.Н. Сазонова с соавторами [1985] по сути самого процесса рудообразования: этапности, полигенности и полихронности и т.д., однако анализ материала не позволяет нам согласиться с главным — когда и что двигало и направляло процесс формирования месторождения.

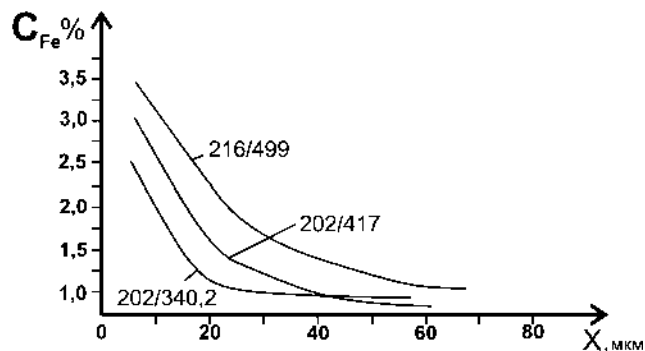


Рис. 5.7. Изменение железистости сфалерита на контакте с пиритом

Представляется, что рассмотрение истории формирования золоторудного месторождения следует начать с рифея, когда на территории Кочкарской площади существовал крупный водный бассейн (возможно, он был ещё гораздо больше и охватывал западную миогеосинклинальную часть Южного Урала), на дне которого отлагалась мощная толща известняков (кучинская толща). Новый цикл развития начался с накопления песчаников, алевролитов и аргиллитов с прослоями углеродистого вещества, которые сменились выше вулканогенно-осадочными породами и вновь терригенными. Уже после того, как породы испытали метаморфизм зеленосланцевой фации, произошёл перелом в развитии территории, выразившийся в формировании антиклинория под действием медленно всплывавших кислых расплавов. Резко усилившийся тепловой поток и мантийные флюиды привели к повторному метаморфизму кучинской и светлинской толщ уже в условиях амфиболитовой фации. В период роста гранито-гнейсовых куполов на контактах пород с резко различными физико-механическими свойствами (терригенная и карбонатная толщи), в особенности на крыльях структуры, образовались разломы, по которым циркулировали мантийные флюиды, с высокими содержаниями золота. Доказательством тому служат его концентрации в кварце всех мигматитовых куполов (в 10–15 раз выше кларка; данные нейтронно-активационного анализа).

Известно, что в углеродсодержащих породах большая часть золота находится в свободном, но рассеянном, несвязанном состоянии [Блюман, 1985] и имеет повышенную миграционную способность. Подтверждается это и работами В.Г. Петрова [1976] по изучению регионально метаморфизованных толщ Сибирской платформы. Совершенно по-другому ведёт себя золото в градиентном тепловом поле при метасоматических процессах. В этих случаях происходит кардинальное его перераспределение, ведущее не только к мобилизации и концентрации несвязанного золота в благоприятных структурах, но и к вовлечению в миграцию примесного золота, захваченного минералами-концентраторами [Ермолаев,

1983]. В результате содержание золота на некоторых участках может увеличиться на 1–3 порядка.

Таким образом, на рассматриваемом объекте метаморфизм в условиях зеленосланцевой, затем амфиболитовой фаций и метасоматические процессы на регрессивной ступени последней произвели не только перераспределение золота, но и довольно значительный его привнос. В дальнейшем на территории Кочкарской площади и прилегающих к ней участках, несомненно, не раз были периоды магматической и тектонической активности, которые внесли свой вклад в окончательное оформление месторождения, тем более что длительность формирования самих мигматитовых куполов может достигать десятков, а то и сотен миллионов лет [Сорвачёв, 1978]. Многочисленные петрографические и петрохимические исследования, датировки абсолютного возраста по серицитам [Сазонов и др., 1985] доказывают это.

5.2. Южная часть поднятия (Джабык-Карагайский антиклинорий)

5.2.1. Геологическое строение углеродистых толщ

В пределах Джабык-Карагайского антиклинория устанавливаются: анненская гнейсосланцевая толща (RF_{1-2}), карагайлыаятская свита кристаллических сланцев ($RF_2?$), карбонатная ($RF_2?$), чулаксайская кварцито-сланцевая свита (RF_{2-3}), зеленосланцевая толща (RF_3), рымникская свита ($V-O_1$), маячная свита (O_{1-2}), выше которой залегают типично палеозойские образования (рис. 5.8). Как видим, в обеих частях Восточно-Уральского поднятия разрезы удовлетворительно повторяют друг друга как по возрасту, так и по литологии [Сначёв и др., 1990].

Среди них только в составе чулаксайской свиты широко представлены углеродистые образования.

Чулаксайская свита была выделена Н.Ф. Мамаевым и названа им по р. Чулаксай (западная часть листа N-41-XXXI), где она, согласно залегает на нижележащих образованиях кусоканской свиты ($RF_1? ks$) и несогласно перекрывается рымникской свитой ($O_1 rm$) (рис. 5.9).

В разрезе свиты по литологическим особенностям можно выделить две подсвиты: нижнюю и верхнюю [Мамаев, 1965]. Нижнечулаксайская подсвита сложена в основном тёмными и серыми, иногда полосчатыми кремнистыми и кварцитовыми графитистыми сланцами, порфиритоидами, зелёными слюдяными сланцами и тёмными филлитами. Выше них располагаются преимущественно кварцитовые сланцы и массивного сложения кварциты, местами графитистые. Верхнечулаксайская под-

свита представлена чередующимися углеродистыми кремнистыми и брекчиевидными кварцитовыми сланцами, кварцево-хлоритовыми и слюдяными ографиченными филлитами, заключающими отдельные пласты кварцитов.

Общая мощность свиты в разрезе по р. Чулаксай составляет 750 м.

Нижний контакт свиты пересекался многочисленными горными выработками и несколькими структурными механическими скважинами. Установлено согласное налегание углеродистых пород чулаксайской свиты на амфиболиты верхов кусоканской. Контакт этих свит выражен частым чередованием графитистых филлитов и кварцитов с порфиритоидами, слюдяными сланцами и амфиболитами, образующими прослои разной мощности [Мамаев, 1965] (рис. 5.10).

Во вскрытых горными выработками разрезах чулаксайская свита залегает под трансгрессивными толщами нижнего палеозоя. Её несогласно перекрывают зелёные песчаники и полимиктовые конгломераты рымникской свиты, залегающие, в свою очередь, стратиграфически ниже фаунистически охарактеризованных песчанико-сланцевых отложений нижнего ордовика в окрестностях пос. Рымникского.

Детальными работами в долине р. Чулаксай установлено [Мамаев, 1965], что в основании зеленоватых среднезернистых полимиктовых песчаников рымникской свиты залегают базального типа брекчиевидные полимиктовые конгломераты, содержащие обломки графитистых филлитовых и кварцитовых сланцев подстилающей чулаксайской свиты, контакт с которой является стратиграфически и структурно несогласным. Мощность конгломератов, вскрытых горными выработками, составляет 7–8 м. Преобладающие в их составе обломки графитистых кварцитовых сланцев и кварцитов имеют размеры до 5–6 см, удлинённую пластинчатую форму и отчётливые следы кливажа. В роли цемента выступает такой же по составу, но более светлый, вследствие почти полного отсутствия графита, кремнистый материал. В подчинённом количестве встречаются обломки филлитов, порфиритоидов, серицитовых и других сланцев.

Преобладающими породами в составе свиты являются кварцитовые графитистые сланцы, отличающиеся тёмной или полосчатой окраской, отчётливой сланцеватостью, щеповидной или брусчатой отдельностью. Структура их микрогранобластовая, тонкополосчатая, образованная мельчайшими зёрнами (0,1–0,001 мм) кварца. По поверхностям сланцеватости породы отмечаются тонкочешуйчатый серицит и пелитоморфный карбонат. Графитистые филлиты представляют собою тонкосланцеватые, тёмные, довольно мягкие породы с мелкой щеповидной или карандашной отдельностью. Для них характерны пелитоморфно-алевролитовая полосчатая

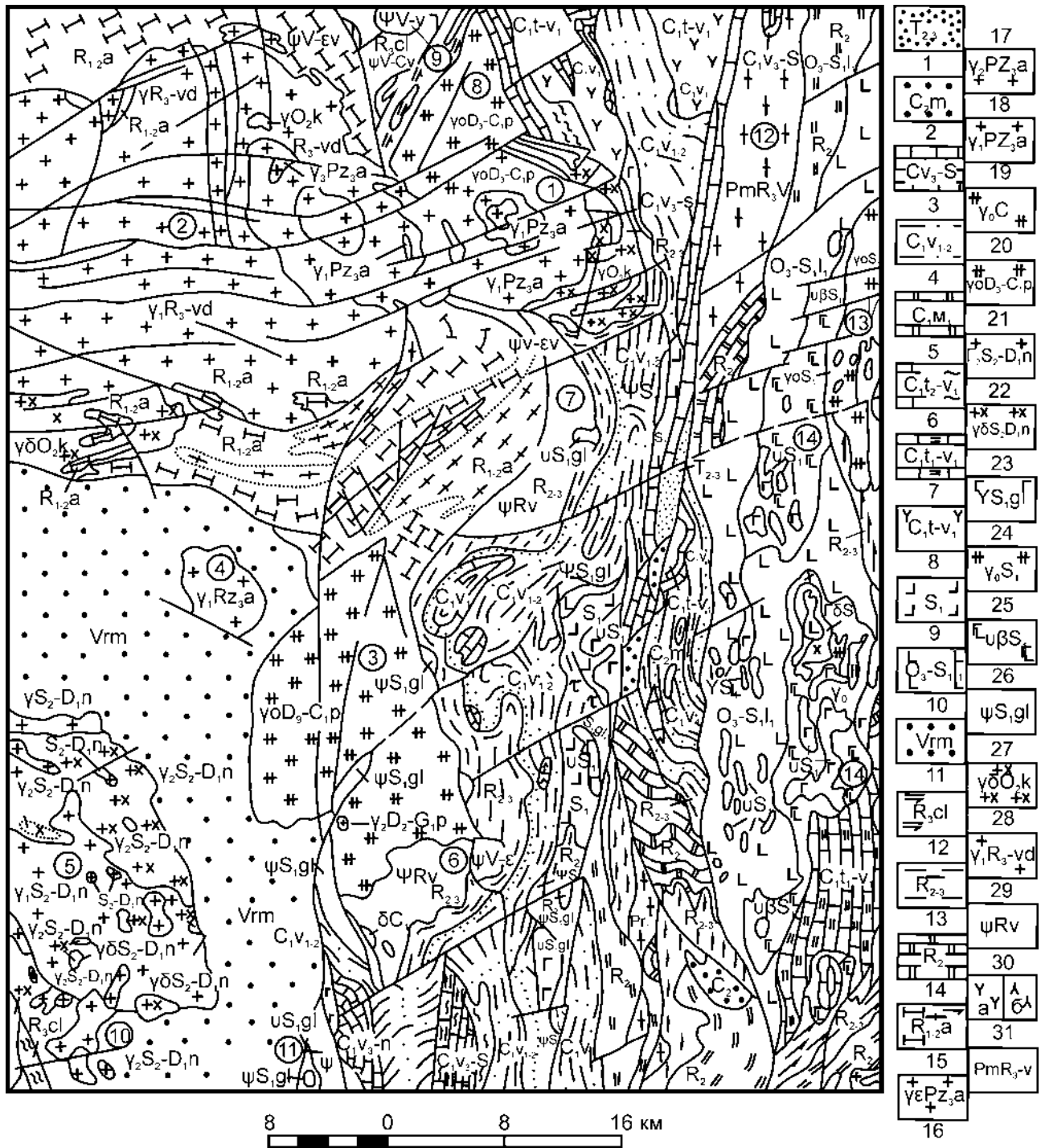


Рис. 5.8. Схематическая геологическая карта Джабыкской площади (составлена Е.П. Шулькиным и др. [1991ф])

Условные обозначения: 1 — нерасчленённые отложения — конгломераты, гравелиты, песчаники, аргиллиты; 2 — известняковые конгломераты, песчаники, алевролиты, сланцы известково-глинистые, углеродисто-глинистые, доломиты, известняки; 3 — известняки, окремненные известняки, сланцы углеродисто-глинистые, глинисто-кремнистые, алевролиты, песчаники; 4 — конгломераты, песчаники, алевролиты, сланцы глинистые, углеродисто-глинистые, известково-глинистые, прослой известняков, каменных углей; 5 — известняки, мраморизованные известняки, сланцы глинистые, углеродисто-кремнистые, туффиты, алевролиты, песчаники, туфы основного состава; 6 — известняки, мраморизованные известняки, мраморы, сланцы известково-глинистые, алевролиты, песчаники; 7 — известняки, окремненные известняки, сланцы углеродисто-глинистые, глинистые, известково-глинистые, алевролиты, аргиллиты, песчаники; 8 — порфириды базальтовые, андезито-базальтовые, андезитовые, дацитовые, порфиры риодацитовые, туфы основного и среднего состава, прослой кремнистых туффитов, яшмоидов, известняков; 9 — диабазы плагиоклазовые, пироксен-плагиоклазовые, пироксен-плагиоклазовые порфириды уралитизированные, порфиритоиды, зелёные сланцы; 10 — вулканогенная толща — диабазы, спилитовидные микропорфириды, афириты, вариолиты, порфириды диабазовые пироксен-плагиоклазовые, реже плагиоклазовые, их туфолавы, порфиритоиды, зелёные сланцы, прослой туфов, туфопесчаников, туффитов, чёрных кремнистых сланцев, яшмоидов; 11 — рымникская свита — граувакковые песчаники, алевролиты, аргиллиты, кристаллотуфы, кремнисто-глинистые сланцы; 12 — чулакская свита — кремнистые, графитистые кварцитовидные сланцы и филлиты, прослой чёрных вторичных кварцитов; 13 — сланцы двуслюдя-

структура и состав из полупрозрачного глинистого материала, заключающего пылевидное графитистое вещество, чешуйки серицита, хлорита, точечные зёрна рудного минерала, пелитоморфного карбоната. Кварциты массивного сложения, белой или сероватой окраски образуют прослой мощностью 2–5 м и состоят в основном из зёрен кварца и редких зёрен полевого шпата, имеющих изометричные очертания и размеры 0,2–0,5 мм. Изредка встречаются чешуйки мусковита, вкрапленники мелких зёрен пирита. Структура кварцитов гранобластовая.

Графитистое вещество в виде мельчайших точечных выделений распределено по всей массе породы, но в наибольших количествах, иногда совместно с тонкочешуйчатым серицитом и пелитоморфным карбонатом, концентрируется по плоскостям сланцеватости породы. При выжигании в породе установлено присутствие углерода, наибольшее содержание которого (до 1,5%) отмечается в тёмных мягких филлитах со щеповой отдельностью [Мамаев, 1965].

Все породы чулаксайской свиты интенсивно смяты в мелкие пологие складки. Степень метаморфизма отвечает эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, диафторированной местами до фации зелёных сланцев [Тевелев и др., 2006].

Нами в ходе проведения геологической съёмки листа N-41 масштаба 1:1 000 000, был описан разрез чулаксайской свиты, расположенный в 4-х км западнее д. Сосновки (около пос. Бреды). Здесь, в бортах отводного канала по р. Чулаксай, на протяжении более чем 300 м обнажаются (рис. 5.11):

0,0–9,0 м — сланцы плейчатые, слюдяно-глинистые и углеродисто-глинистые, ожелезненные, выветрелые, с мелкими будинами кварца и желваковидными включениями окварцованных и карбонатизированных более плотных пород.

9,0–16,4 м — преимущественно серицит-глинистые сланцы серого цвета, выветрелые.

16,4–17,2 м — сланцы глинистые с прослоями описанных выше более плотных ожелезненных и выветрелых пород (мощность 0,1–0,2 м) и кварцитов серого цвета.

17,2–24,5 м — сланцы серицит-глинистые, плейчатые, ожелезненные, с будинами кварца жильного, ожелезненного.

24,5–45,0 м — чередование сильно выветрелых сланцев глинистых и углеродисто-глинистых с редкими будинами кварца и плотных существенно кварцевых светло-зелёных пород.

45,0–48,0 м — сланцы глинистые, реже углеродисто-хлоритовые с будинами кварцитов углеродистых (0,2–0,4 м).

48,0–53,0 м — породы сильно выветрелые, карбонатизированные, неясной первичной природы. Жила кварца тёмно-серого с обильным пиритом (0,4 м).

53,0–62,0 м — породы выветрелые, не сланцеватые, однородно обохранные, иногда с включениями крупных кристаллов пирита (до 1 см), замещённого лимонитом.

62,0–119,0 м — закрыто — завалено многочисленными обломками углеродисто-глинистых сланцев, углеродистых кварцитов, карбонатных желваковых пород коры выветривания.

119,0–134,0 м — интенсивно лимонитизированные породы, образованные, скорее всего, по серицит-хлоритовым сланцам, возможно сульфидизированным.

134,0–144,8 м — сланцы серицит-хлоритовые и слюдяно-глинистые, осветлённые и выветрелые.

144,8–181,0 м — задерновано.

181,0–191,0 м — кварциты углеродистые.

191,0–195,0 м — сланцы углеродисто-кремниевые, щеповидные, слюдяно-кремниевые, интенсивно окварцованные.

195,0–201,0 м — кварциты графитистые, массивные.

201,0–209,0 м — сланцы углеродисто-кремнистые и углеродисто-кремнисто-глинистые.

209,0–209,5 м — кварциты светло-серые.

209,5–220,0 м — сланцы углеродисто-кремнистые и кремнисто-глинистые, сильно выветрелые, ожелезненные.

220,0–226,0 м — частое чередование сланцев углеродисто-хлорито-глинистых, углеродисто-кремнистых и кварцитов углеродистых, реже серицит-хлоритовых сланцев. Все породы, кроме кварцитов, сильно выветрелые, характерна плейчатость, а кварциты часто образуют пережимы и раздувы.

226,0–246,0 м — углеродисто-кварцевые сланцы, облекаемые со всех сторон более податливыми углеродисто-глинистыми и углеродисто-хлоритовыми сланцами, с мелкими линзочками жильного кварца.

246,0–255,0 м — сланцы преимущественно углеродисто-кварцевые, углеродисто-кремнистые, выветрелые, ожелезненные.

255,0–265,0 м — сланцы углеродисто-глинисто-кремнистые, выветрелые, с мелкими будинами углеродисто-кварцевых и углеродисто-кремниевых сланцев.

ные иногда с кианитом, гранатом, blastoaleвролитом, прослой сланцев амфибол-хлоритовых, углито-кремнисто-глинистых, филлитов; 14 — карбонатная толща — мраморы, мраморизованные известняки, прослой глинисто-углеродистых, хлоритовых кварцитовидных сланцев; 15 — гнейсово-сланцевый комплекс — плагиогнейсы, мигматиты, мусковит-биотитовые парагнейсы и кристаллические сланцы, амфиболовые, биотит-амфиболовые, биотитовые гнейсо-сланцы, амфиболиты. **Магматические породы.** 16–18 — аятский комплекс: 16 — граниты биотитовые мелкозернистые третьей фазы, 17 — граниты биотитовые среднезернистые второй фазы, 18 — граниты биотитовые крупнозернистые первой фазы; 19 — михеевский комплекс — диориты, диоритовые порфириды, гранодиориты, плагиограниты; 20 — пластовский комплекс — граниты малокальциевые биотитовые и двуслюдяные, плагиограниты первой фазы, граниты лейкократовые; 21–22 — неплюевский комплекс: 21 — граниты мелко-среднезернистые биотитовые второй фазы, 22 — гранодиориты биотитовые, роговообманково-биотитовые первой фазы; 23, 26 — гулинский комплекс: 23 — габбро-амфиболиты, габбро-диабазы, 26 — нерасчлещённые серпентиниты; 24–25 — новокатенинский комплекс: 24 — плагиограниты, 25 — габбро, габбро-диабазы, 27 — кожубаевский комплекс: гранодиориты биотитовые, роговообманково-биотитовые, диориты; 28, 31 — джабыкский комплекс: 28 — гранитные мигматиты порфиридовидные, 31 — плагиомигматиты; 29 — варшавский комплекс — метаультрабазиты; 30 — порфириды андезитовые (а), дацитовые (б). **Цифры в кружочках — массивы:** 1–2 — Джабык-Карагайский (1 — Аятский, 2 — Джабыкский комплекс); 3 — Варшавский; 4 — Акмулинский; 5 — Неплюевский; 6 — Варшавский серпентинитовый; 7 — Верблюжьегорский; 8 — Великопетровский; 9 — Татищевский; 10 — Суундукский; 11 — Гулинский; 12 — Толстинский; 13 — Новониколаевский; 14 — Новокатенинский

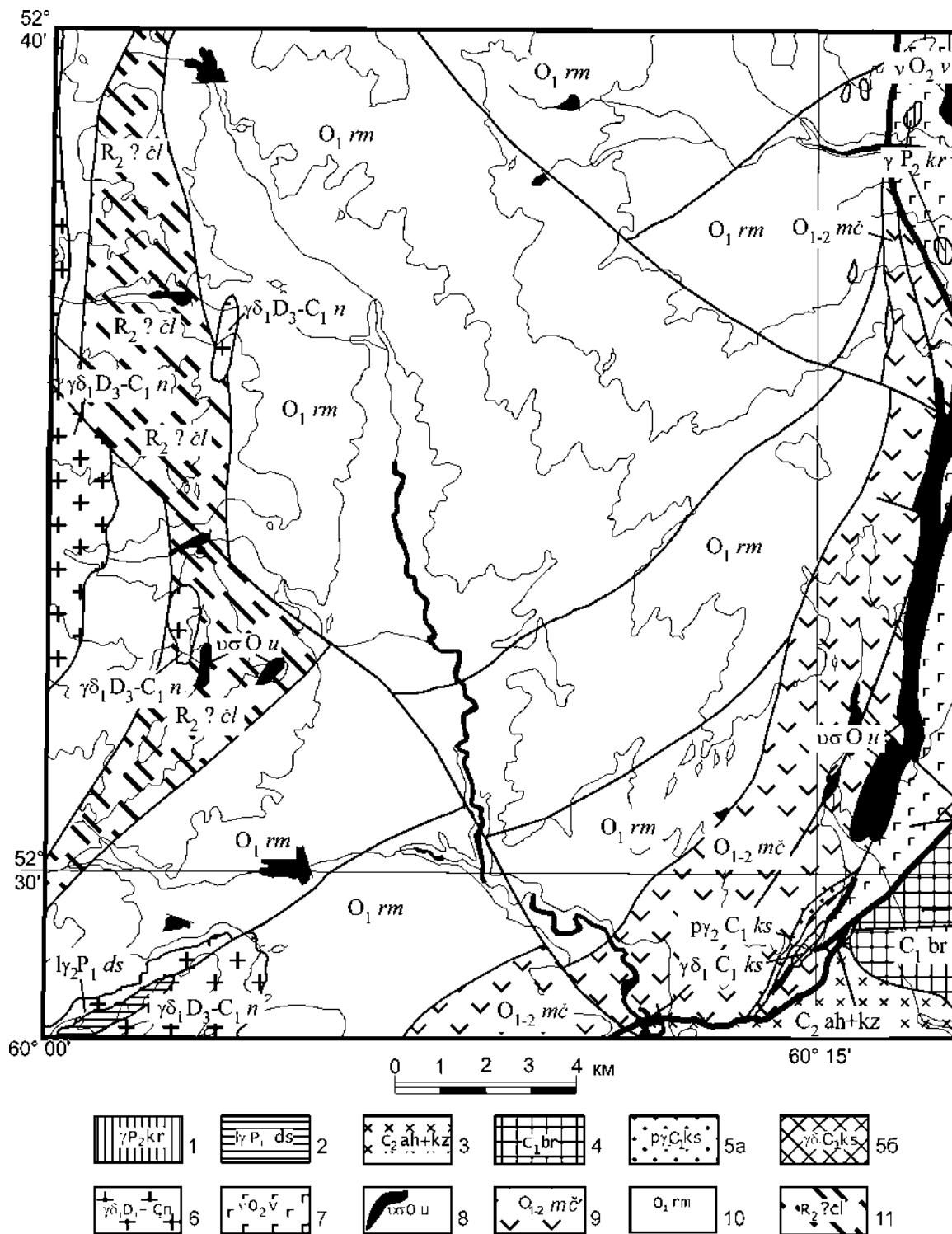


Рис. 5.9. Фрагмент геологической карты листа N-41-XXXI ([Кальсин и др., 2002ф], с изменениями авторов)

Условные обозначения: 1 — Кременкульский комплекс гранит-лейкогранитовый; 2 — Джабыкско-санарский комплекс гранит-лейкогранитовый; 3 — архангельская и кузейская толщи объединённые — известняковые конгломераты, песчаники, алевролиты, мергели, углеродисто-глинистые известковистые сланцы и алевролиты, известковистые песчаники и известняки (100–850 м); 4 — биргильдинская толща — известняки, мраморизованные известняки, мраморизованные доломиты, в основании прослой мергелей (около 700 м); 5a — Кособродский комплекс диорит-плагиигранитовый, вторая фаза — плагииграниты, 5b — первая фаза — диориты, кварцевые диориты, габбро-диориты, тоналиты; 6 — Неплюевский комплекс диорит-гранодиорит-гранитовый; 7 — Вознесенский габбро-диоритовый комплекс; 8 — Успенковский серпентинитовый комплекс; 9 — маянская свита — сланцы филлитовидные, базальты и пикробазальты и их туфы, а также кремнистые туффиты, туфосилициты, силициты, доломитизированные известняки, существенно кварцевые песчаники и алевролиты (550 м); 10 — рымникская свита — ритмичное переслаивание биотит-актинолит-плагноклаз-хлорит-кварцевых сланцев; в средней части резко преобладают графитсодержащие серицит-актинолит-плагноклаз-хлорит-кварцевые сланцы (1800 м); 11 — чулакская свита — чередование графитизированных филлитов, светлых серицитовых сланцев, кремнисто-глинистых сланцев, метапесчаников, графитсодержащих кварцитов (до 400 м)

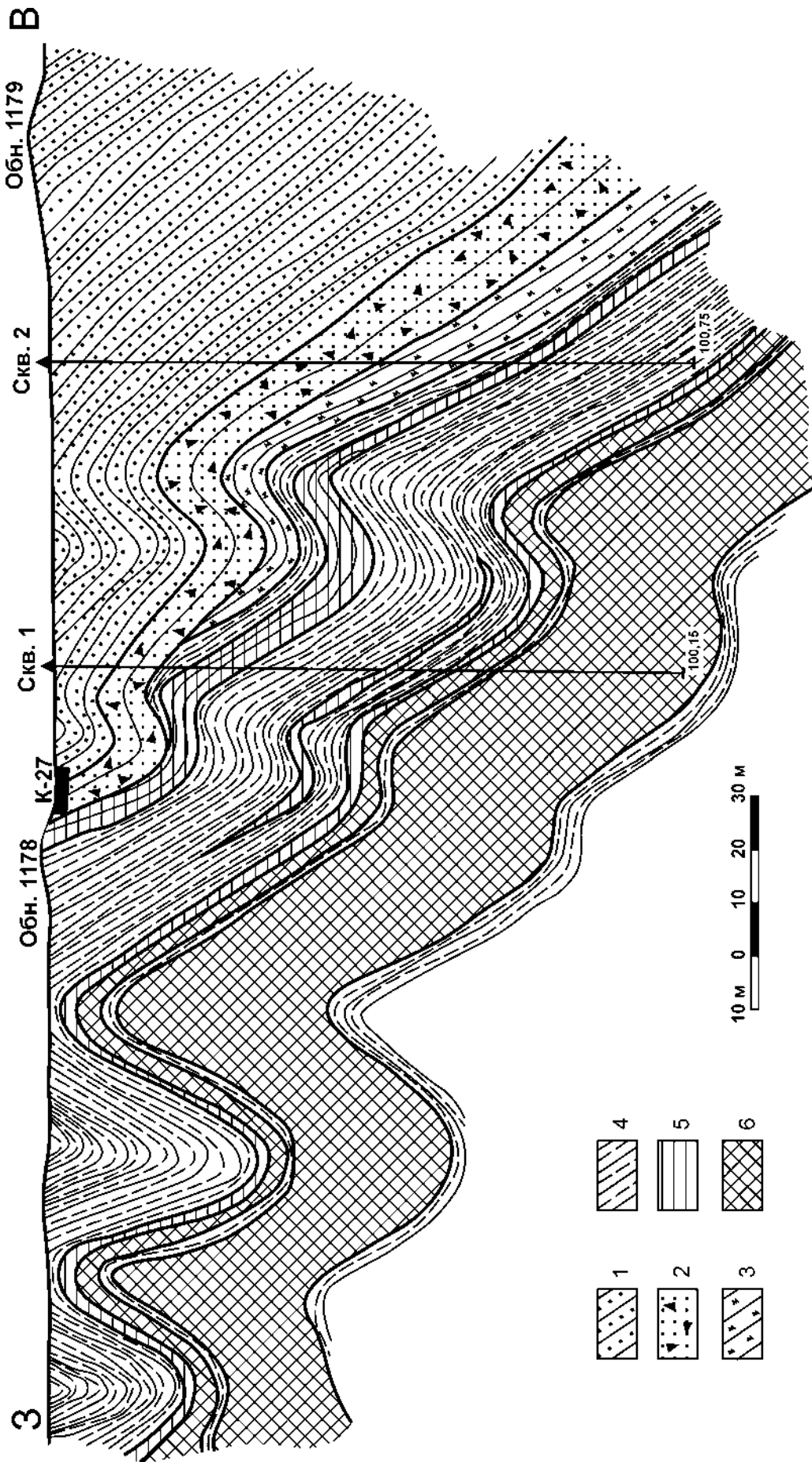


Рис. 5.10. Несогласное залегание пород рымникской свиты на породах чулакской [Мамаев, 1965]

Условные обозначения: 1–2 — рымникская свита (1 — зелёные граувакковые песчаники, 2 — полимиктовые конгломераты); 3–6 — чулакская свита (3 — порфиригоиды, 4 — углеродистые филлиты, 5 — графитисто-кварцитовые сланцы, 6 — графитистые кварциты)

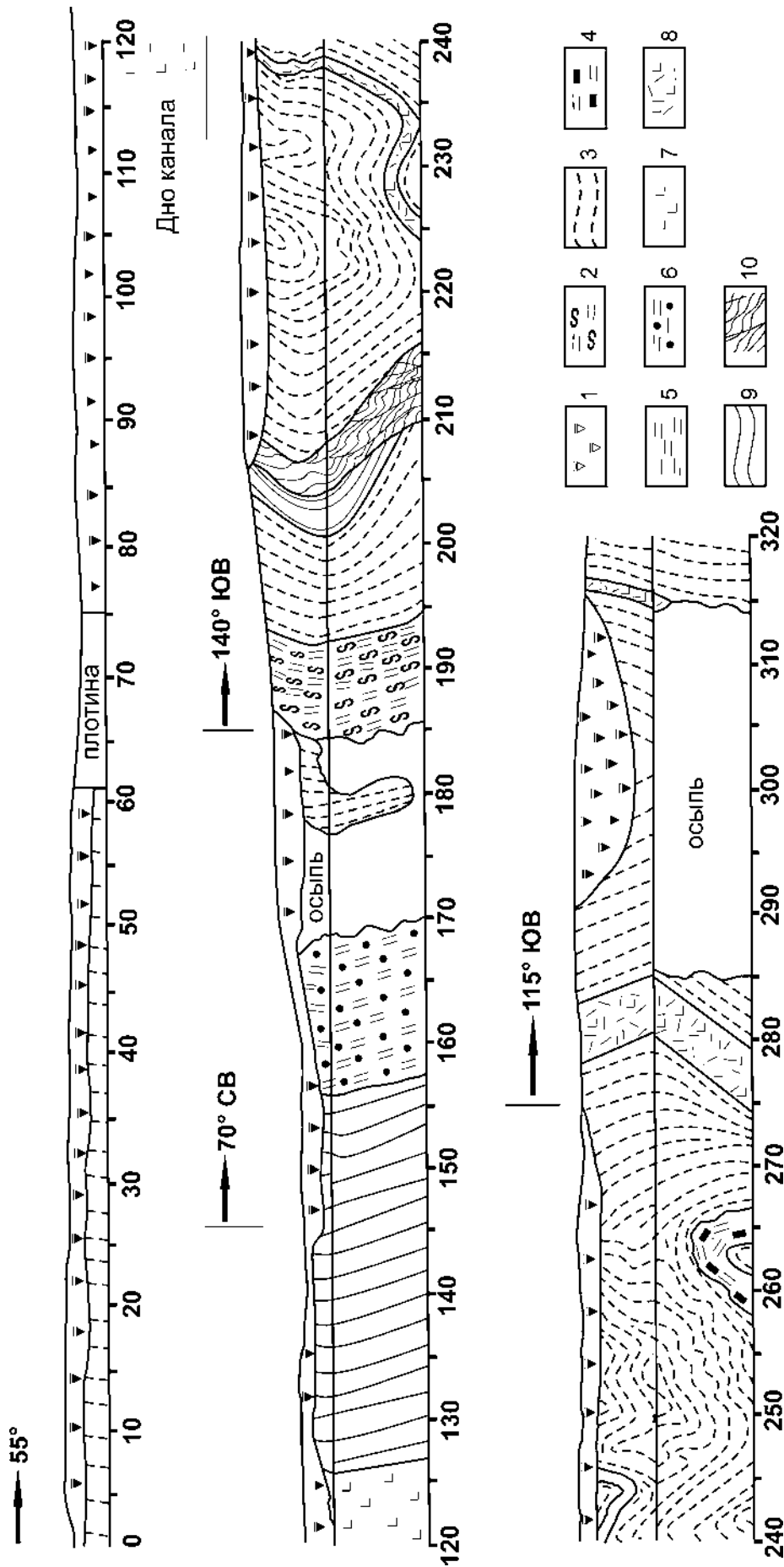


Рис. 5.11. Разрез чулакской свиты, вскрытый около пос. Бреды (с использованием материалов Г.А. Кальсина и др. [2002ф])

Условные обозначения: 1 — глины со щебнем, 2 — филлитовидные углистые сланцы, 3 — углеродисто-кремнистые кварцитовидные сланцы, 4 — углеродисто-кремнистые сланцы, 5 — кремнистые сланцы, 6 — карбонатно-кремнистые породы, 7 — базальты афировые варолитовые, 8 — они же, интенсивно выветрелые, 9 — хлоритизированные рассланцованные базальты, 10 — милониты по углеродисто-кремнисто-глинистым сланцам с S-образной сланцеватостью

265,0–271,4 м — сланцы углеродисто-хлоритовые, мягкие, сильно выветрелые.

271,4–278,0 м — сланцы интенсивно смятые и разрушенные, преимущественно углеродисто-кремнистые, углеродисто-хлорит-кремнистые.

278,0–281,6 м — сланцы серицит-кварцевые.

281,6–283,0 м — будина углеродистых кварцитов.

283,0–291,5 м — сланцы серицит-хлоритовые, в меньшей степени углеродисто-серицит-хлоритовые и углеродисто-кварцевые.

291,5–299,0 м — сланцы углеродисто-кремнистые и углеродисто-глинисто-кремнистые, выветрелые.

299,0–302,0 м — сланцы углеродисто-кварц-хлоритовые, сильно смятые и выветрелые, ожелезненные, с будинами более плотных углеродисто-кварцевых пород.

302,0–313,5 м — сланцы серицит-хлоритовые, мягкие на ощупь, выветрелые.

313,5–320,5 м — кварциты углеродистые.

320,5–350,0 м — задерновано, борта отводного канала сложены рыхлыми продуктами разрушения сланцев и кварцитов, суглинками коры выветривания.

Возраст толщи, согласно Легенде Южно-Уральской серии, определён условно как среднерифейский, однако изучение углеродистых кварцитов чулаксайской свиты в пределах листа N-41-XXV масштаба 1:200 000 показало [Кальсин и др. 2002ф], что они по составу, характеру дислоцированности и степени метаморфизма принципиально не отли-

чаются от слабо метаморфизованных углеродистых песчаников и алевролитов брединской свиты (С, *bd*). Отсутствие тектонических контактов между ними и постепенные переходы от неметаморфизованных разностей к метаморфизованным не исключают, что углеродистые кварциты и другие метаморфиты чулаксайской свиты на самом деле являются палеозойскими [Тевелев и др., 2006].

5.2.2. Петрогеохимия углеродистых отложений

Углеродистые отложения являются весьма информативными образованиями, рассмотрение которых позволяет приблизиться к пониманию палеогеографической обстановки накопления. Было выполнено 11 силикатных и атомно-абсорбционных (Co, Ni, Cr) анализов наименее изменённых углеродистых сланцев и кварцитов, а также углеродисто-хлорит-кремнистых сланцев чулаксайской свиты в хим. лаборатории Института геологии УНЦ РАН (табл. 5.4) (аналитики С.А. Ягудина, Н.Г. Христофорова). Результаты нейтронно-активационного анализа (38 элементов) были получены в ЦЛАВ ГЕОХИ (г. Москва, аналитик Д.Ю. Сапожников) (табл. 5.5).

Таблица 5.4

Результаты силикатного и атомно-абсорбционного анализов и основные петрохимические параметры углеродистых сланцев чулаксайской свиты (масс. %)

№№ проб	1205/49	1205/192	1205/205	1205/207	1205/220	1205/235	1205/250	1205/280	1505/298	1205/300	1205/315
SiO ₂	95,2	95,52	40,1	68,64	94,8	57,8	57,83	57,1	93,4	68,64	44,99
TiO ₂	0,16	0,16	0,16	0,74	0,16	1,02	1,02	1,02	0,08	0,55	1,94
Al ₂ O ₃	0,15	0,2	6,68	9,2	0,3	10,8	10,9	9,55	0,3	9,19	16,2
Fe ₂ O ₃	1,8	1,1	1,1	7,4	1,1	5,42	6,01	4,22	2,8	4,6	8,74
FeO	0,36	0,36	0,25	0,37	0,36	3,23	2,8	4,31	0,36	1,07	2,16
MnO	0,01	0,01	0,02	0,04	0,04	0,11	0,18	0,19	0,02	0,99	0,16
CaO	0,56	0,56	27,26	0,56	0,56	0,56	0,28	2,27	0,56	0,56	0,56
MgO	0,8	0,8	1,3	4,2	2,2	10,8	9,8	13,6	1,44	7,6	12,66
Na ₂ O	0,05	0,05	0,05	0,54	0,02	0,4	0,08	0,1	0,25	0,45	0,2
K ₂ O	0,06	0,15	0,25	0,5	0,1	1	0,54	0,54	0,18	0,25	0,25
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,01	0,04	0,02	0,14	0,06	0,14	0,12	0,08	0,08
ППП	0,54	0,48	23,18	7,2	0,28	8,12	9,61	6,8	0,08	6,7	11,46
Сумма	99,7	99,42	100,36	99,39	99,84	99,4	99,11	99,74	99,59	99,78	99,4
Co	0,0021	0,0005	0,0033	0,0051	0,0034	0,0051	0,0063	0,0063	0,002	0,0024	0,0068
Ni	0,0067	0,0024	0,0133	0,0256	0,0075	0,0271	0,0363	0,0432	0,0043	0,026	0,045
Cr	0,0091	0,0081	0,0102	0,078	0,0025	0,116	0,076	0,084	0,0144	0,053	0,081
A	-10,04	-10,54	-549,39	71,83	-8,46	86,43	106,04	49,29	-13,05	74,75	162,67
S	1550,53	1563,61	95,15	961,69	1504,15	547,48	593,67	422,31	1491,24	862,47	206,32
C	1,36	1,36	28,56	4,76	2,76	11,36	10,08	15,87	2	8,16	13,22
ГМ	0,026	0,019	0,204	0,258	0,02	0,354	0,358	0,335	0,038	0,225	0,645
ЗМ	0,2	0,33	0,23	0,05	0,33	0,6	0,47	1,02	0,13	0,23	0,25
A*	4,09	6,62	18,26	42,34	6,64	35,05	36,59	28,13	5,49	39,92	40,18
C*	15,26	18,54	74,5	2,58	12,39	1,82	0,94	6,69	10,26	2,43	1,39
FM	80,65	74,83	7,24	55,09	80,97	63,13	62,47	65,18	84,25	57,65	58,43

Содержание углеродистого вещества в чёрных сланцах чулаксайской свиты по двум определениям (количественный химический анализ, АСИЦ ВИМС, зав. лаб. С.В. Кордюков) составляет 0,19 и 0,77 масс.%, что позволяет отнести их к низкоуглеродистому типу.

Определение формационной принадлежности углеродистых отложений чулаксайской свиты проведено в соответствии с диаграммой А–S–C [Горбачёв, Созинов, 1985]. Так, углеродистые сланцы и кварциты на данной диаграмме занимают поле кремнистоуглеродистой формации, а углеродисто-хлорит-крем-

Таблица 5.5

Результаты нейтронно-активационного анализа углеродистых сланцев чулаксайской свиты

№.№ пробы	Чу1205/049	Чу1205/192	Чу1205/205	Чу1205/207	Чу1205/220	Чу1205/235	Чу1205/250	Чу1205/280	Чу1205/298	Чу1205/300	Чу1205/315
La, ppm	4,36	7,21	85,6	3,41	1,87	11,5	22,9	3,72	6,9	0,9	48
Ce, ppm	9,08	16,3	150	8,03	4,12	25,3	50,8	9,48	16,1	1,01	110
Pr*, ppm	1,07	2,02	14,2	1,1	0,57	3,33	6,98	1,32	2,22	0,59	14,6
Nd, ppm	4,06	9,42	47,8	5,02	2,62	14,9	31	6,51	10,3	3,91	65,8
Sm, ppm	1,09	2,76	10,7	1,52	0,79	4,47	9,14	2,05	3,3	1,74	19,8
Eu, ppm	0,01	0,21	3,17	1,57	0,16	0,34	0,91	0,26	0,38	0,21	7,46
Gd*, ppm	1,31	3,99	12,5	2,23	1,24	5,91	11,7	3,22	4,71	3,02	27,5
Tb, ppm	0,19	0,6	1,88	0,35	0,2	0,9	1,74	0,53	0,7	0,53	4,32
Dy*, ppm	1,18	3,46	10,8	2,22	1,31	5,1	9,8	3,31	4,29	3,48	27,2
Ho*, ppm	0,26	0,76	2,26	0,49	0,33	1,17	2,07	0,79	0,97	0,84	6
Er*, ppm	0,72	2,11	6,18	1,43	0,96	3,2	5,6	2,37	2,65	2,65	16,9
Tm*, ppm	0,11	0,32	0,89	0,22	0,16	0,47	0,79	0,39	0,41	0,44	2,54
Yb, ppm	0,6	1,72	4,78	1,27	0,93	2,54	4,23	2,05	2	2,72	14,7
Lu, ppm	0,1	0,28	0,75	0,22	0,17	0,42	0,64	0,4	0,37	0,5	2,47
Na, %	0,005	–	0,026	0,001	0,065	0,15	0,16	0,078	0,004	0,44	0,24
K, %	–	–	0,33	0,02	–	–	0,071	–	–	–	0,047
Rb, ppm	4,53	28,4	27,6	10,7	13,7	–	–	–	8,58	–	45
Cs, ppm	0,26	0,92	–	–	–	0,58	1,97	0,81	1,97	1,66	–
Ca, %	–	0,043	17,9	0,26	0,34	1,86	0,037	1,15	0,3	0,97	3,76
Sr, ppm	–	44	99	315	52	41	265	225	205	440	500
Ba, ppm	46	88	355	160	465	1785	255	470	72	680	785
Sc, ppm	1,7	3,98	9,54	21,3	2,35	38,2	23,7	21	5,49	26,4	50,9
Cr, ppm	44,4	48,5	97,8	612,7	19,9	1117,50	565,8	531,3	56,8	483,3	669,2
Fe, %	1,28	0,89	1,24	5,17	0,66	6,48	6,54	4,22	0,87	4,27	9,68
Co, ppm	8,13	3,19	4,52	29,3	29,5	14,8	17,3	27,6	9,98	7,52	32,1
Ni, ppm	–	–	–	110	–	–	720	130	110	130	–
Zn, ppm	–	–	–	–	–	160	–	–	–	90	–
Se, ppm	1,1	0,15	0,11	12,6	1,68	1,74	0,29	0,49	0,25	0,1	4,25
As, ppm	66	24,5	16,8	57,4	4,98	55,4	1,37	71,3	2,88	6,11	8,56
Sb, ppm	0,65	0,62	0,53	0,72	0,75	0,33	0,35	0,22	0,4	0,79	1,72
Th, ppm	0,8	0,19	2,73	0,6	0,78	0,24	0,61	1,3	0,57	4,05	0,64
U, ppm	1,88	1,14	1,51	1,77	1,53	4,28	8,82	4,77	4,43	5,17	1,9
Br, ppm	0,3	0,38	0,29	0,28	0,28	2,79	1,32	0,28	1,97	–	2,32
Hf, ppm	0,16	0,71	2,05	0,22	0,07	1,09	0,22	0,66	0,71	2,36	1,98
Ta, ppm	0,14	0,23	0,29	0,5	–	0,009	–	–	–	–	1,02
Zr, ppm	15	32	40	48	22	38	35	58	75	10	160
Au, ppm	0,013	0,008	0,059	0,024	–	–	–	–	–	–	0,027
Ag, ppm	–	0,92	–	–	–	–	–	–	–	20	–

Примечания: * – данные, полученные экстраполяцией; прочерк – содержание элемента ниже чувствительности метода.

нистые и серицит-хлоритовые сланцы попадают между областями карбонатно-углеродистой и терригенно-углеродистой формаций (рис. 5.12).

Данное распределение указывает на непостоянство условий осадконакопления. Отложения первой группы накапливались в обстановке с минимальным привносом терригенной примеси, возможно на некотором удалении от береговой линии, а второй — в прибрежно-мелководной. Косвенным подтверждением этому является повышенная карбонатность свиты.

Интерпретация состава углеродистых отложений чулаксайской свиты проводилась по стандартным петрохимическим параметрам (модулям), рассчитываемым по силикатным анализам [Юдович и др., 1998]. Углеродисто-хлорит-кремнистые и углеродисто-глинисто-кремнистые сланцы чулаксайской свиты по значениям гидролизатного модуля относятся к классу миоцилитов, а углеродистые сланцы и кварциты, характеризующиеся ничтожно малыми цифрами (среднее 0,026), — к подклассу ультраэвсилитов, что указывает практически на

отсутствие привноса в бассейн осадконакопления продуктов выветривания с континента.

Очевидным следствием из диаграммы $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (показатель зрелости Φ . Петтиджона) является заключение о практически максимальной “зрелости” углеродистых сланцев и кварцитов чулаксайской свиты и её уменьшении для углеродисто-хлорит-кремнистых и углеродисто-глинисто-кремнистых сланцев (рис. 5.13).

Для всех проб рассматриваемых углеродистых отложений отмечаются значения закисного модуля ($3M = \text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$) меньше единицы, что соответствует окислительной обстановке, характерной для мелководного бассейна. Значительное преобладание FeO над Fe_2O_3 для сланцев чулаксайской свиты объясняется восстановлением железа в изолированном бассейне за счёт окисления органического вещества.

Значения параметров, вынесенные на тройную петрохимическую диаграмму Н.П. Семеновко, показывают чёткое разделение углеродисто-хлорит-кремнистых, углеродисто-глинисто-кремнистых

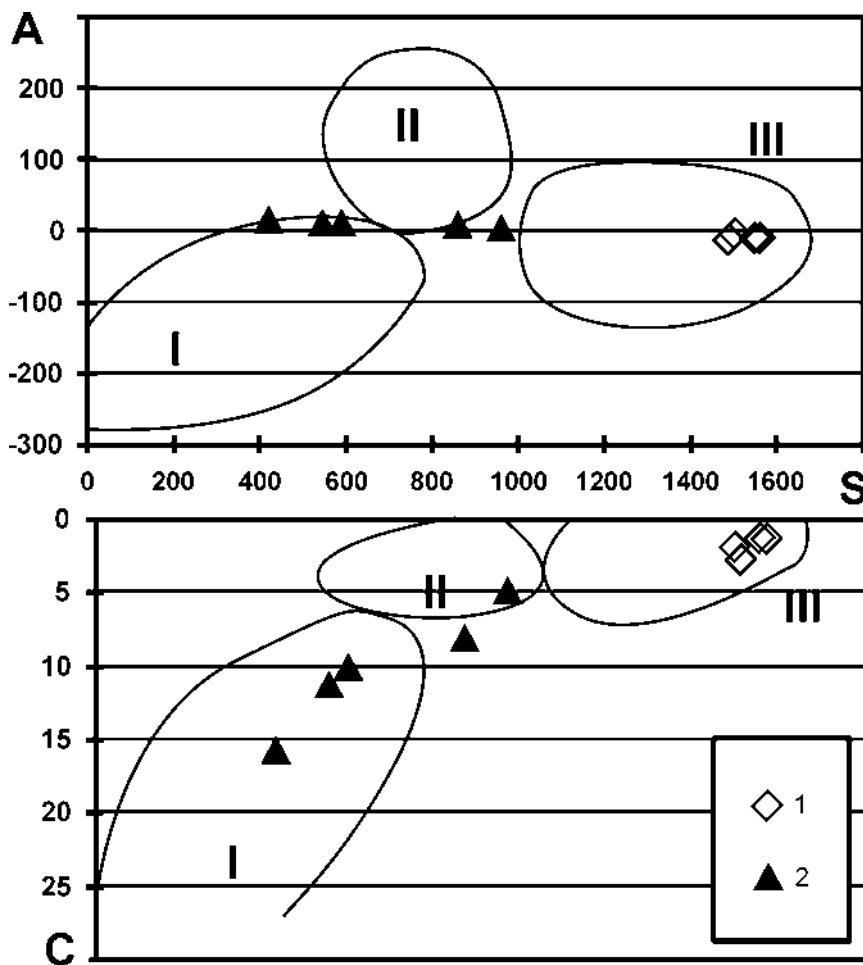


Рис. 5.12. Типизация углеродистых отложений чулаксайской свиты с помощью диаграммы О.В. Горбачёва, Н.А. Созинова [1985]

Условные обозначения: 1 — углеродистые сланцы и кварциты, 2 — углеродисто-хлорит-кремнистые и серицит-хлоритовые сланцы чулаксайской свиты. Поля формаций: I — карбонатно-углеродистая, II — терригенно-углеродистая, III — кремнисто-углеродистая

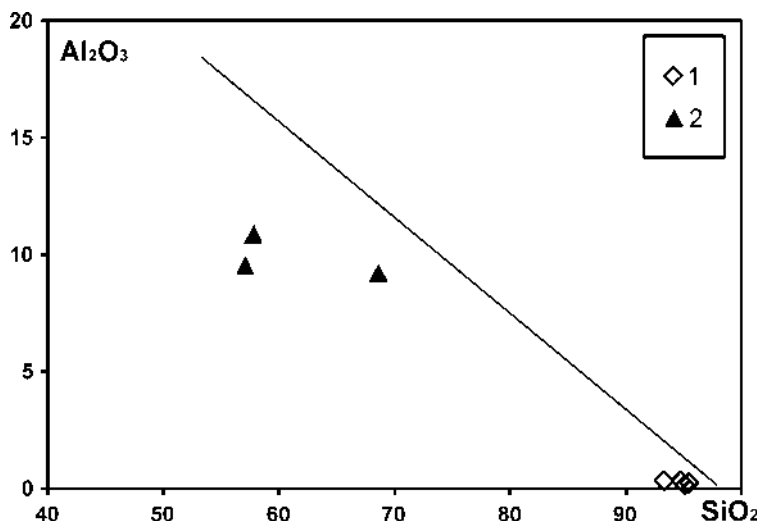


Рис. 5.13. Диаграмма отношения SiO_2 к Al_2O_3 для углеродистых отложений чулаксайской свиты

Условные обозначения: 1 — углеродистые сланцы и кварциты, 2 — углеродисто-хлорит-кремнистые и серицит-хлоритовые сланцы

сланцев, с одной стороны, и углеродистых сланцев, кварцитов — с другой (рис. 5.14).

Для первых источником терригенного материала являлись щёлочноземельно-малоглинозёмистые ультраосновные породы орторяда, а для вторых, несмотря на очень малое его количество, магнезиальные ультраосновные породы орторяда, что подтверждается высокими содержаниями Ni и Cr в рассматриваемых углеродистых сланцах (рис. 5.15).

В целом для углеродистых пород не характерно накопление хрома, его геохимический фон составляет 50–160 г/т, резко аномальными можно считать содержания свыше 280 г/т [Юдович, Кетрис, 1991].

Среднее содержание хрома для углеродистых сланцев и кварцитов чулаксайской свиты составляет 42,4 г/т, не превышая даже геохимический фон, а для углеродисто-хлорит-кремнистых и серицит-хлоритовых сланцев оно равняется 662,1 г/т (максимальное значение 1117,5 г/т, обр. чу-1205/235), что более чем в три раза превышает аномальные значения. Учитывая прямую корреляцию Cr с Al, его источником в углеродистых породах чулаксайской свиты являлись продукты разрушения ультраосновных пород.

Пересчёт содержаний железа и марганца (Индикатор Fe/Mn) в кремнисто-углеродистых отложениях чулаксайской свиты показывает, что они отлагались в условиях, близких к мелководным и даже мелководно-прибрежным.

Распределение редкоземельных элементов.

Кларковые содержания некоторых РЗЭ, оценённые для чёрных сланцев мира, составляют (г/т) [Юдович и др., 1998, 1992]: La — 29 ± 1 ; Ce — 53 ± 22 ; Pr — $4,3 \pm 0,3$; Nd — 26 ± 2 ; Sm — $4,6 \pm 0,3$; Eu — $1,0 \pm 0,04$;

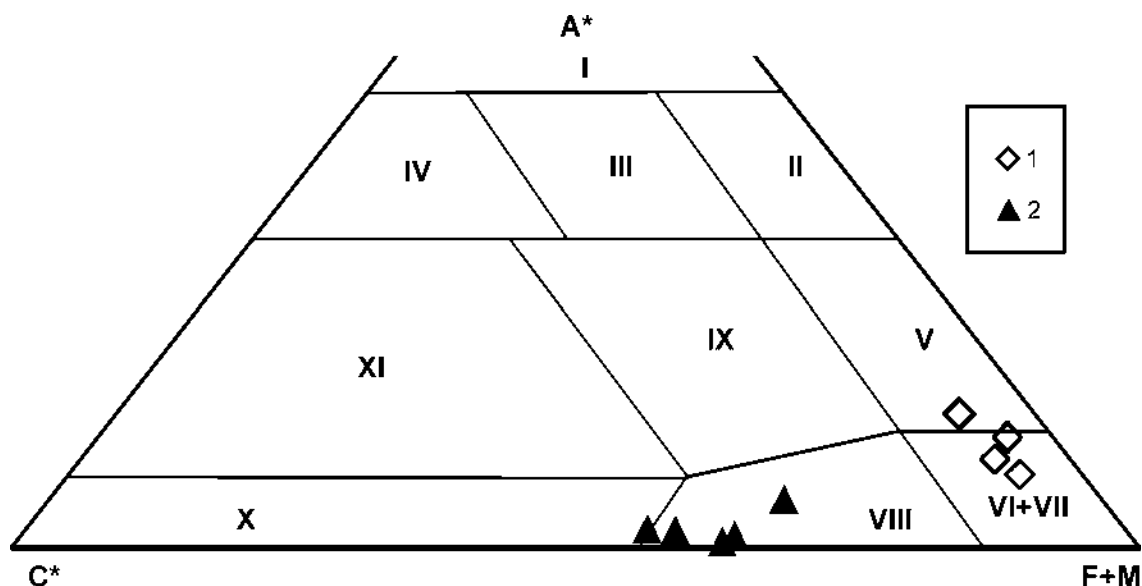


Рис. 5.14. Разделение углеродистых пород чулаксайской свиты на петрохимической диаграмме Н.П. Семененко [Семененко и др., 1956]

Условные обозначения: 1 — углеродистые сланцы и кварциты, 2 — углеродисто-хлорит-кремнистые и серицит-хлоритовые сланцы. Поля: I — подгруппы собственно алюмосиликатных пород, II — подгруппы железисто-магнезиально-алюмосиликатных пород, III — подгруппы щёлочноземельно-алюмосиликатных пород орторяда, IV — подгруппы известково-алюмосиликатных пород, V — группы глинозёмисто-магнезиально-железисто-кремнистых пород, VI — группы железисто-кремнистых пород, VII — группы магнезиальных ультраосновных пород орторяда, VIII — группы щёлочноземельно-малоглинозёмистых ультраосновных пород орторяда, IX — группы щёлочноземельно-глинозёмистых основных пород орторяда, X — известково-карбонатной подгруппы щёлочноземельно-известкового ряда, XI — глинозёмисто-известковой подгруппы щёлочноземельно-известкового ряда

Рис. 5.15. Содержания Cr, Ni и Co в углеродистых породах чулаксайской свиты (масс. %)

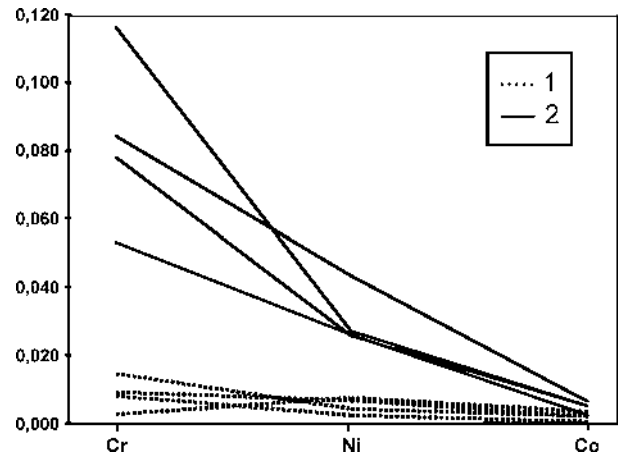
Условные обозначения: 1 — углеродистые сланцы и кварциты, 2 — углеродисто-хлорит-кремнистые и серицит-хлоритовые сланцы

Gd — $4,5 \pm 0,5$; Tb — $0,60 \pm 0,03$; Dy — $3 \pm 0,3$; Ho — $0,5 \pm 0,1$; Er — $1,7 \pm 0,1$; Tm — $0,3 \pm 0,03$; Yb — $2,9 \pm 0,2$; Lu — $0,35 \pm 0,02$.

Для большинства углеродистых отложений чулаксайской свиты характерно нижекларковое содержание РЗЭ, а также устойчивая корреляция лёгких РЗЭ (отношение La:Ce:Nd составляет 1:2:1) (см. табл. 5.5, рис. 5.16).

Количество редкоземельных элементов зависит от поступления в бассейн осадконакопления вулканогенного материала, на что указывает их прямая корреляция с гидролизатным модулем (рис. 5.17).

Малые элементы. Нормирование углеродистых отложений чулаксайской свиты к осадочным по-



родам (глинам и сланцам) (по А.П. Виноградову) позволяет выявить степень накопления малых элементов в углеродистых осадках (рис. 5.18).

С этой целью нами все малые элементы разделены на четыре группы: 1) Rb, Cs, Sr, Ba — литофилы; 2) Zn, Se, As, Sb — металлы и металлофилы; 3) Co, Ni, Sc, Fe, Cr — сидерофилы; 4) Zr, Hf, Th,

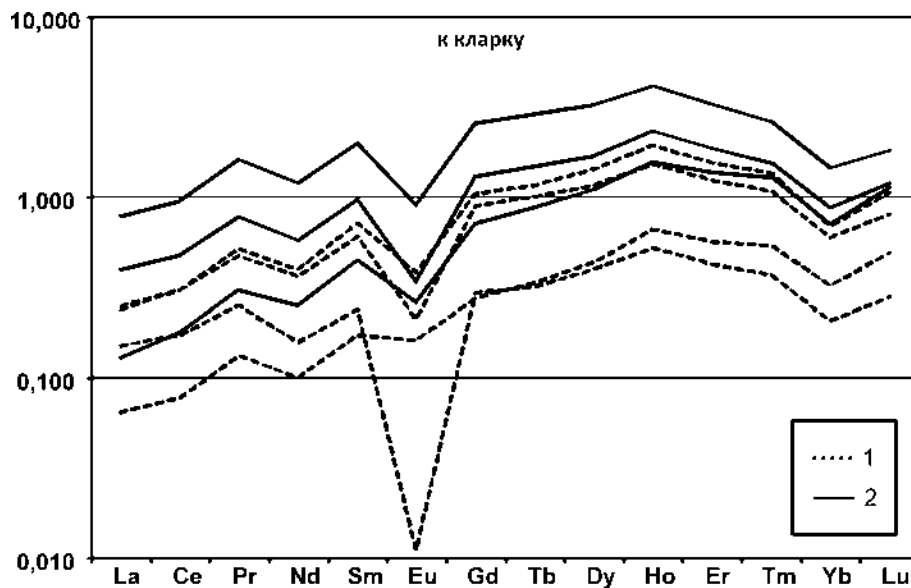
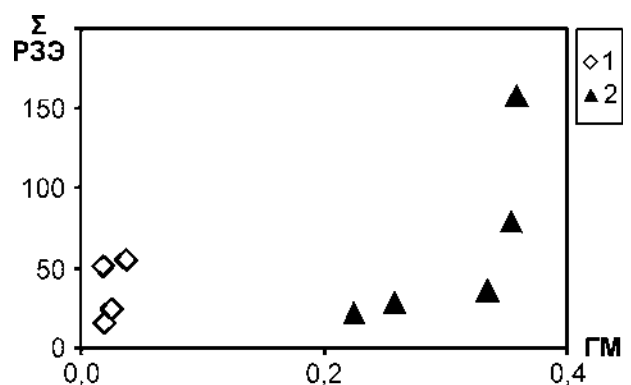


Рис. 5.16. Характер распределения редкоземельных элементов (нормированных к кларковым содержаниям) для углеродистых отложений чулаксайской свиты

Условные обозначения: 1 — углеродистые сланцы и кварциты, 2 — углеродисто-хлорит-кремнистые и серицит-хлоритовые сланцы

Рис. 5.17. Диаграмма отношения суммы РЗЭ к гидролизатному модулю для углеродистых отложений чулаксайской свиты

Условные обозначения: 1 — углеродистые сланцы и кварциты, 2 — углеродисто-хлорит-кремнистые и серицит-хлоритовые сланцы



U, Ta — катионо-анионогенные элементы с переменной валентностью. Элементы последней, четвёртой группы, так же как и первой, не накапливаются в рассматриваемых породах. Исключение составляет только уран, содержание которого близко к эта-

лону в глинах и сланцах. Группа сидерофильных элементов хорошо коррелирует между собой и имеет чёткую тенденцию к накоплению. Содержания их иногда в 10 раз превышают исходные, что указывает на участие основных пород в продуктах раз-

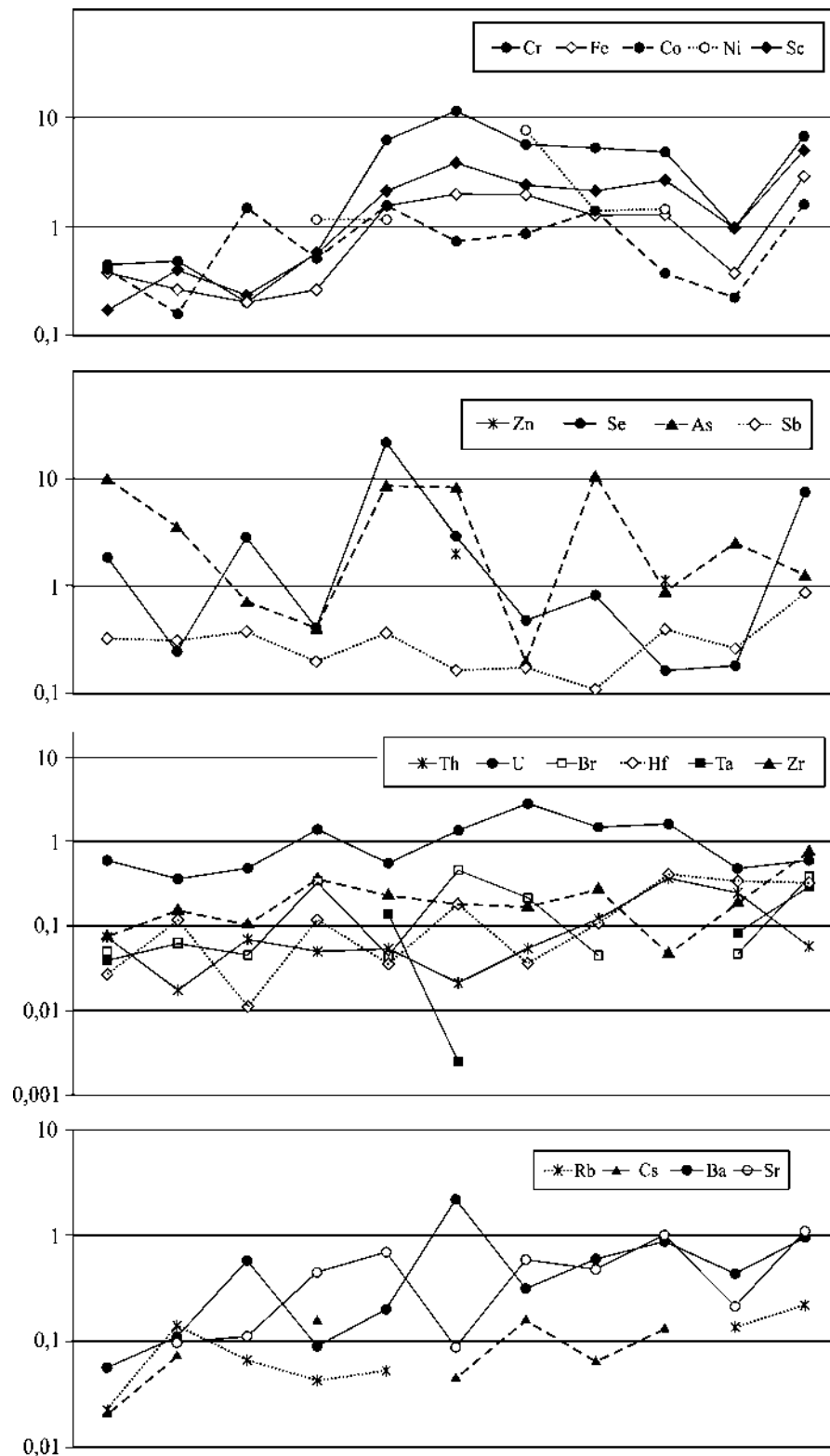


Рис. 5.18. Характер распределения малых элементов в углеродистых отложениях чулаксайской свиты, нормированных к осадочным породам

мыва, поступающих в осадочный бассейн. Элементы второй группы, за исключением сурьмы, также имеют коэффициент накопления от 0,6 до 12, в среднем явно более 1, что может быть объяснено высоким содержанием в углеродистых сланцах сульфидов, в первую очередь пирита.

5.2.3. Рудоносность углеродистых отложений

Нами были отобраны штучные и бороздовые пробы в наиболее изменённых — окварцованных, сульфидизированных или ожелезненных интервалах рассматриваемого разреза. Анализы проводились в Международной независимой лаборатории фирмы Alex Stewart geochemical (г. Москва) методом пробирной плавки с ICP окончанием (табл. 5.6).

Таблица 5.6

Содержания благородных металлов в углеродистых породах чулаксайской свиты (г/т)

№№ п/п	№№ проб	Au	Pd	Pt
1	1205/190	< 0,01	< 0,01	0,01
2	1205/205Э	< 0,01	0,01	< 0,01
3	1205/250	< 0,01	0,02	0,01
4	1205/49	0,01	< 0,01	< 0,01
5	1205/235	0,01	0,01	0,01
6	1205/315	0,01	0,01	< 0,01
7	1205/207	< 0,01	0,01	0,01
8	1205/215	0,01	< 0,01	< 0,01
9	1505/57	0,01	< 0,01	< 0,01
10	1205/205	0,01	0,01	0,01

К сожалению, во всех десяти пробах содержания золота, палладия и платины не превышают порога чувствительности метода в 0,01 г/т или граничат с ним, что в лучшем случае может соответствовать кларковым значениям для данного типа пород. Единственное значимое содержание серебра составляет — 20,0 г/т (обр. чу-1250/300) (см. табл. 5.5), что является восьмикратным превышением геохимического фона.

Основные выводы по главе, вытекающие из приведённого материала, следующие:

1. Формирование углеродистых толщ Восточно-Уральского поднятия происходило за счёт материала, поступавшего из областей с нестабильным климатом. На ерёмкинском уровне бассейн был относительно глубоководным, углеродистые осадки отлагались на значительном расстоянии от континента, возможно в зоне континентального склона. Глинистый материал поступал из областей гумидно-

го климата, химическое выветривание было слабым, разрушались основные и ультраосновные породы. К началу кучинского времени наступило обмеление бассейна и аридизация климата. Осадки отлагались в шельфовой обстановке. В конце александровского времени бассейн вновь испытал углубление, палеогеографические условия седиментации изменились и стали близки к существовавшим в ерёмкинское время. В течение большей части кукушкинского времени бассейн оставался относительно глубоководным, обломочный материал, поступающий в углеродистый осадок был химически незрелым. Области денудации и осадконакопления располагались в аридном климате.

2. В пределах Восточно-Уральского поднятия наиболее крупным является Светлинское полигенное и полихронное месторождение, принадлежащее золото-сульфидной формации. Формирование месторождения продолжалось на протяжении длительного интервала времени, начавшегося с накопления вмещающей терригенно-осадочной толщи и завершившегося экзогенным преобразованием рудных тел.

3. Изучение петрохимических особенностей углеродистых отложений чулаксайской свиты показало, что они относятся к низкоуглеродистому типу и принадлежат либо кремнисто-углеродистой формации (углеродистые сланцы и кварциты), либо попадают между областями карбонатно-углеродистой и терригенно-углеродистой формации (хлорит-кремнистые и серицит-хлоритовые сланцы).

4. Первые из них накапливались в обстановке с минимальным привносом терригенной примеси, возможно на некотором удалении от береговой линии, а вторые — в прибрежно-мелководной. Косвенным подтверждением этому является повышенная карбонатность свиты.

5. Максимальная зрелость исходных пород характерна для углеродистых сланцев и кварцитов, далее для углеродисто-хлорит-кремнистых и углеродисто-глинисто-кремнистых сланцев наблюдается её уменьшение.

6. Для углеродисто-хлорит-кремнистых, углеродисто-глинисто-кремнистых сланцев источником терригенного материала являлись щелочноземельные малоглинозёмистые ультраосновные породы орторяда, а для углеродистых сланцев, кварцитов, несмотря на очень малое его количество, магнезиальные ультраосновные породы орторяда, что подтверждается высокими содержаниями Ni и Sr в рассматриваемых углеродистых сланцах.

7. Углеродистые отложения чулаксайской свиты не содержат в значимых количествах золота, палладия и платины. Их значения в лучшем случае соответствуют кларковым значениям для данного типа пород.

ГЛАВА 6. ВОСТОЧНО-УРАЛЬСКИЙ ПРОГИБ

6.1. Геология углеродистых отложений

Палеозойские образования в пределах Восточно-Уральского прогиба укладываются в три формационных ряда: ордовикско-среднедевонский, верхнедевонско-нижнекаменноугольный и нижневерхнекаменноугольный [Сначёв и др., 1990]. Известно [Прокин, 1977; Серавкин, 1986; Казанцева, 1987], что каждый формационный ряд Магнитогорского мегасинклинория начинается недифференцированной, порфиритовой формациями и завершается флишем, субщелочным вулканизмом. В Восточно-Уральском прогибе только первый формационный ряд ($O-D_2e$) представлен наиболее полно (рис. 6.1). Начало формационному ряду было положено образованием натровых недифференцированных базальтов осейской (PZ_1) толщи (здесь и далее стратиграфия даётся по Е.П. Шулькину и др. [1986ф]). В основании её аналога на Полетаевской

площади — саргазинской толщи, надёжно датированной ранним — средним ордовиком [Сначёв, Мавринская, 1995], лежат щелочные, высокотитанистые (1,5–2,6%) и субщелочные (сумма щелочей до 5,5%) базальты. Выше располагаются породы контрастной и последовательно дифференцированной (существенно андезитоидной) формации (соответственно нижняя и верхняя подтолщи кособродской толщи — S_1-D_1). Флишоидный облик портнягинской толщи (D_2e), наличие трахитоидных вулканитов в верхах кособродской толщи, явно меньшая степень дислоцированности и метаморфизма в перекрывающих чабанских образованиях чётко фиксируют границу первого и второго циклов.

Второй формационный ряд ($D_3fr-C_1v_{1-2}$) начался порфиристыми эффузивами преимущественно основного состава (чабанская толща — D_3fr-fm), относящимися к слабодифференцированной базальт-андезито-базальтовой калинатровой формации, которые в дальнейшем сменились наземными

Рис. 6.1. Схема геологического строения Восточно-Уральского прогиба [Шулькин и др., 1986ф]

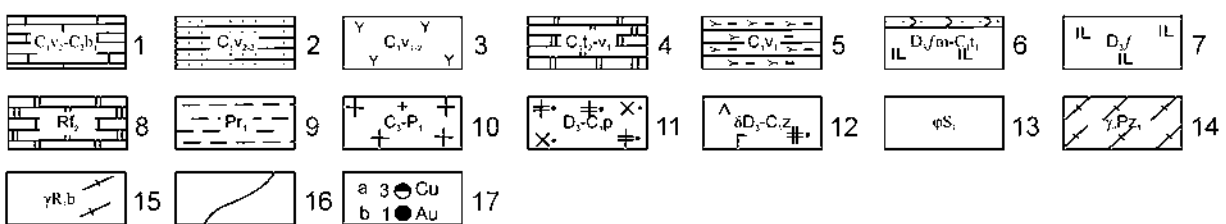
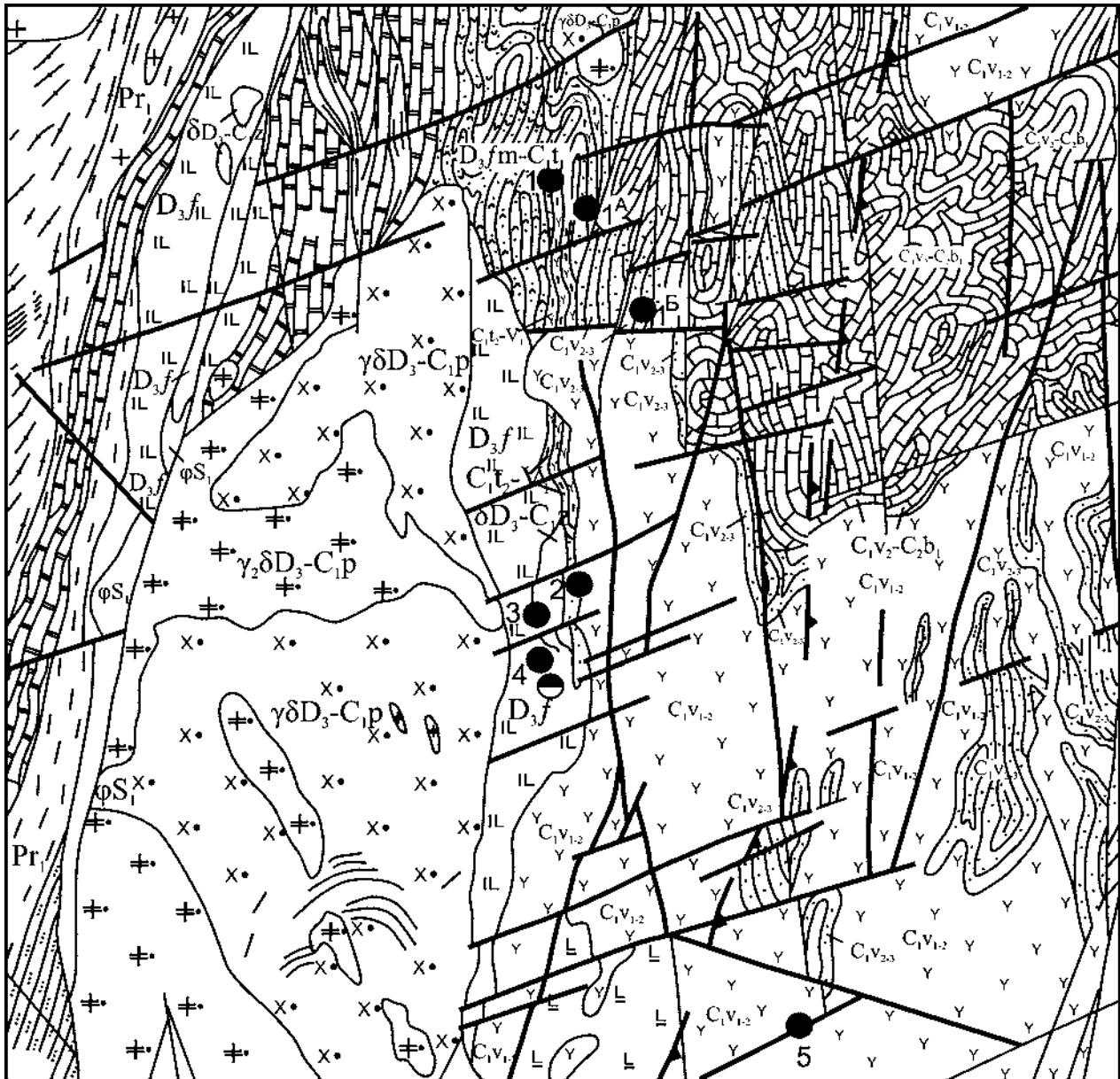
Условные обозначения: 1 — сухорышская толща — известняки светло-серые, серые органогенные с линзами кремней, прослои песчаников, алевролитов, глинистых сланцев; 2 — санарская толща — полимиктовые песчаники, алевролиты, прослои аргиллитов, глинистых сланцев, известняков, туфопесчаников, порфиритов базальтового, андезибазальтового, андезитового состава; 3 — кабанская толща — агломератные и гравийные туфы основного и смешанного состава, порфиристы базальтовые, андезибазальтовые, андезитовые, дацитовые, прослои трахибазальтовых, трахиандезитовых, трахидацитовых порфиритов, их туфов, туфопесчаников, туфогравелитов, туффитов; 4 — коелгинская толща — мраморы мелко-среднезернистые белые, светло-серые, прослои мраморизованных известняков, известняковых брекчий; 5 — черносланцевая толща — углеродисто-кремнистые, глинисто-кремнистые сланцы, аргиллиты, алевролиты, аркозовые и полимиктовые песчаники, в низах — туфы и микропорфиристы андезибазальтов, туфоконгломераты, туфопесчаники, туфоалевролиты; 6 — чернореченская толща — порфиристы базальтовые, андезибазальтовые, микропорфиристы, спилиты, диабазы, их туфы, пестроцветные туфоалевролиты, туфоаргиллиты, прослои туфогравелитов, туфоконгломератов, дацитовых порфиритов, окремненных органогенных известняков; 7 — чабанская толща — уралитизированные базальтовые, андезибазальтовые порфиристы, микропорфиристы, пепловые туфы, редкие прослои андезитовых и дацитовых порфиритов, порфиритоидов, туфоидов; 8 — толща мраморов (кучинская) — мраморы, мраморизованные известняки, в верхах — филлитизированные карбонатно-углеродистые, углеродисто-глинистые, углеродисто-кремнисто-глинистые, чёрные графитистые сланцы, прослои аркозовых песчаников и алевролитов; 9 — гнейсо-сланцевая (ерёмкинская толща) — кристаллические биотитовые, двуслюдяные углеродисто-серицитовые, биотит-полевошпатовые сланцы, прослои углеродисто-карбонатных, кварц-кианитовых, гранатсодержащих, амфиболовых сланцев, плагиосланцев, полевошпатовых амфиболитов, биотитовых плагиогнейсов. **Магматические породы:** 10 — санарский комплекс — граниты мелко-среднезернистые биотитовые; 11 — пластовый комплекс — биотитовые, роговобманково-биотитовые гранодиориты ($\gamma\delta$), кварцевые диориты ($g\delta$), биотитовые плагиограниты, малокалиевые граниты (γ_0); 12 — зеленодольский комплекс — габбро, габбро-диориты (γ_2o), диориты, диоритовые порфиристы, кварцевые диориты (o), плагиогранит-порфиры (v); 13 — комплекс ультрабазитов — апогарцбургитовые антигоритовые, хризотил-антигоритовые серпентиниты (ψ), тальковые, тальк-карбонатные породы (Sp); 14 — осейский комплекс — гнейсо-плагиограниты биотитовые, двуслюдяные; 15 — борисовский комплекс — биотитовые и двуслюдяные очковые и линзовидно-очковые гранитные мигматиты, гнейсовидные и порфиристые биотитовые граниты, гнейсо-граниты; 16 — границы стратиграфического и интрузивные; 17 — рудопроявления: а — порфиристого типа, б — золото-кварцевого, золото-сульфидного, золото-полиметаллического типа; номера у знака проявления: 1 — “гора Тетечная”, 2 — Восточно-Зеленодольское, 3 — Зеленодольское (северное и южное), 4 — Южно-Зеленодольское, 5 — Кабанское

вулканитами (чернореченская толща — $D_3fm-C_1t_1$), пирокластическим материалом, терригенными породами, флишоидной черносланцевой толщей ($C_1t_2-v_1$) и трахитоидными вулканитами кабанской толщи (C_1v_{1-2}). Подтверждением завершенности цикла является резко несогласное залегание вышележащей санарской толщи с гравелитами, конгломератами в основании.

Третий формационный ряд ($C_1v_{2-3}-C_2$) практически полностью редуцирован. Вулканиты известны лишь в виде прослоев в песчаниках терригенно-

карбонатной санарской толщи (C_1v_{2-3}). Сухарьшская существенно карбонатная ($C_1v_3-C_2b_1$) и подгорная карбонатно-обломочная (C_2m) толщи завершают разрез палеозоя.

Наиболее важные особенности формационных рядов следующие: постепенное смещение во времени вулканизма в пределах первых двух из них с запада на восток к Челябинскому грабену; резко уменьшенная (в 2–3 раза) мощность отложений каждого цикла (соответственно, 1–3,3; 1,5–4 и 0,6–1,5 км) по сравнению с аналогичными циклами



Магнитогорского мегасинклиория (3–8; 2,5–8 и 2–4,5 км [Прокин, 1977]); редуцированный, неполный характер их проявления.

В пределах Восточно-Уральского прогиба углеродсодержащие отложения развиты лишь в черносланцевой толще.

Черносланцевая (туфогенно-сланцевая) толща ($C_1t_2-v_1$) имеет ограниченное развитие к северо-востоку от Коелгинского массива и в южной части площади, в Приграбенном блоке. Нижняя часть разреза сложена преимущественно туфами андезитобазальтовых порфиритов и микропорфиритов, туффитами, с прослоями андезитобазальтовых порфиритов, фельзит-порфиритов, туфоконгломератов, туфопесчаников, туфоалевролитов, углеродисто-кремнистых сланцев. Вверх по разрезу происходит смена пород. Преимущественное развитие получают углеродисто-кремнистые, глинисто-кремнистые, местами чёрные ографиченные сланцы, аргиллиты, алевролиты, аркозовые и полимиктовые песчаники с прослоями туфогенно-вулканогенных пород. В целом разрез толщи тонкоритмичный, флишоидного облика. Мощность толщи колеблется от 500 до 750 м.

Ранее возраст черносланцевой толщи был определён по положению в разрезе как поздне-турнейско-ранневизейский [Сначёв и др., 1994]. При составлении геологической карты листа N-40-XIII эти отложения включены в состав кособродской толщи [Моисеев и др., 2003ф] на основании единичных находок фауны на правом берегу р. Увельки, в 9 км ниже устья р. Коелги. На склоне г. Тетечной в чёрных кремнисто-глинистых сланцах собраны граптолиты: *Petalolithus* sp. indet., *Pristiograptus regularis* Pern., *Spirograptus guerichi* Hoysd., *Torquigraptus planus* (Wag.), характерные, по мнению Т.Н. Корень, для нижней части теличского подъяруса верхнего лландовери, зона *guerichi* (= *linnaei* или *minor*) [Артюшкова и др., 2011]. По нашему мнению, включение углеродистых отложений горы Тетечной в состав кособродской толщи не корректно, это совсем разные толщи как по литологии, петрографии, геодинамической обстановке формирования, так и по возрасту.

6.2. Рудоносность углеродистых отложений

Работами Увельского ГСО [Шулькин и др., 1986ф] золотое оруденение, приуроченное к углеродистым сланцам, установлено к западу от Челябинского грабена, в Приграбенном блоке, где известно несколько более мелких горст-грабеновых структур, сложенных вулканогенно-осадочными и туфогенно-осадочными породами. Наиболее представительными из этой группы являются 2 проявления

в Приграбенном блоке — в 5,5 км юго-восточнее пос. Целинный и 5,8 км восточнее д. Каменка. Приурочены они к углеродистым сланцам среди серицит-кварц-полевошпатовых пород сланцево-туфогенной (черносланцевой) толщи. Породы толщи смяты в складки различной конфигурации, которые разбиты крутопадающими зонами (дробление и рассланцевание) близмеридионального простирания и иногда инъецированы телами плагиогранит-порфиров зеленодольского комплекса (см. рис. 6.1). Углеродистые отложения минерализованы мелко-вкрапленным пиритом и иногда пересечены мало-мощными кварцевыми прожилками, секущими сланцеватость. В первом из указанных проявлений установлено содержание золота 3,0 г/т, повышенные содержания меди, мышьяка, бария, во втором проявлении содержание золота достигает 4,6 г/т.

Близкая по характеру минерализация установлена теми же работами в 6 км юго-восточнее пос. Колга на участке “гора Тетечная”. Здесь довольно широко развиты углеродистые отложения, образующие тектонический блок среди туфогенно-сланцевых осадков. Углеродистые сланцы пиритизированы, местами содержат секущие сланцеватость кварцевые прожилки с тонкокристаллическими сульфидами. По данным пробирного анализа, они содержат на всей площади их развития золото в пределах 1,0–1,5 г/т, серебро — 0,4–1,0 г/т, аномальные содержания меди, цинка, мышьяка.

В пределах участка “гора Тетечная” над черносланцевыми и туфогенно-осадочными породами различного возраста, реже над диоритами зеленодольского комплекса установлены золотоносные коры выветривания. Содержание золота в них (преимущественно свободного — сульфиды окислены полностью) колеблется от 0,3 до 3,0 г/т. При этом повышенные концентрации золота приурочены к нижней и средней частям глинисто-щебнистого горизонта коры выветривания. Повышенные содержания золота до 1,4–1,6 г/т установлены в элювии чёрных сланцев в западном борту Чуксинской депрессии.

Все рассмотренные выше объекты, промышленные аналоги которых хорошо известны во многих складчатых областях, в том числе и на Урале, пока не представляют промышленного интереса в силу их слабой изученности, золотопроявления исследованы 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 данные выявляют весьма обнадеживающие перспективы этого типа оруденения, что позволяет надеяться на открытие здесь в дальнейшем промышленных золоторудных объектов.

ГЛАВА 7. МОДЕЛЬ ЗОЛОТООБРАЗОВАНИЯ В УГЛЕРОДИСТЫХ СЛАНЦАХ ЮЖНОГО УРАЛА

Разрабатываемая в настоящее время концепция метаморфогенно-гидротермального золотообразования применительно к черносланцевым толщам [Буряк, 1982, 1986] предполагает комплексное участие в рудогенезе взаимосвязанных процессов осадконакопления, тектоники, магматизма и метаморфизма при ведущей роли последнего. Для многих золоторудных кварцево-жильных полей был установлен коровый источник золота и показана возможность мобилизации металла из рудовмещающих 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 остаётся возможность и пути мобилизации золота из пород и переход его в гидротермальную раствор. Было показано [Страхов, 1960], что осаждение металлов из морской воды возможно путём абсорбции их коллоидными растворами или, согласно гипотезе биоминерализации [Овчаренко и др., 1985], посредством аккумуляции микроорганизмами коллоидного золота, поставляемого в морской бассейн гидротермальными растворами. Дальнейшая судьба обогащённых коллоидным золотом пелитовых осадков определялась воздействием на них высокоэнергетических источников — магматизма и метаморфизма, приводивших к перекристаллизации пород, при которой золото, не обладая способностью входить в кристаллические решётки вновь образующихся минералов [Бетехтин, 1955], переходило в мобильное состояние и в виде комплексных щелочных соединений совместно с кремнезёмом переносилось метаморфогенными растворами и отлагалось в трещинных структурах.

Согласно изложенным в данной монографии результатам исследований по золоторудным месторождениям и проявлениям Южного Урала, расположенным в углеродистых отложениях, в предлагаемую модель золотообразования можно включить следующие элементы, составляющие большинство схем метаморфогенно-гидротермального рудогенеза [Буряк, 1985; Добрецов, Кривцов, 1985; Рыкус, Сначёв, 1998]:

- ♦ **источники вещества:** рудовмещающие рифтогенно-депрессивные стратифицированные терригенные и терригенно-карбонатные (преимущественно углеродсодержащие) толщи, рассматриваемые в качестве микрорудных формаций;
- ♦ **источник энергии:** дислокационный приразломный метаморфизм; контактовый и региональный метаморфизм в период формирования гранитных массивов, гранитно-мигматитовых куполов;
- ♦ **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, зоны зеленосланцевого метаморфизма.

Таким образом, предлагаемую модель рудообразования можно рассматривать как осадочно-гидротермально-метаморфогенную, включающую комплекс взаимосвязанных процессов (рис. 7.1): 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; 4) контактовый и зональный метаморфизм в процессе формирования гранитно-мигматитовых куполов, интрузивных гранитоидов и окончательное «оформление» золото-кварцевых залежей в их настоящем виде.

Первые три этапа образования золоторудной минерализации в углеродистых отложениях удобно рассмотреть на примере месторождений и проявлений Башкирского мегантиклинория (Горный Прииск, Улюк-Бар и др.), где практически не развит гранитоидный магматизм, а последний из них — на примерах Восточно-Уральского поднятия, Магнитогорского мегасинклинория, в пределах которых широко представлены гранитно-мигматитовые и

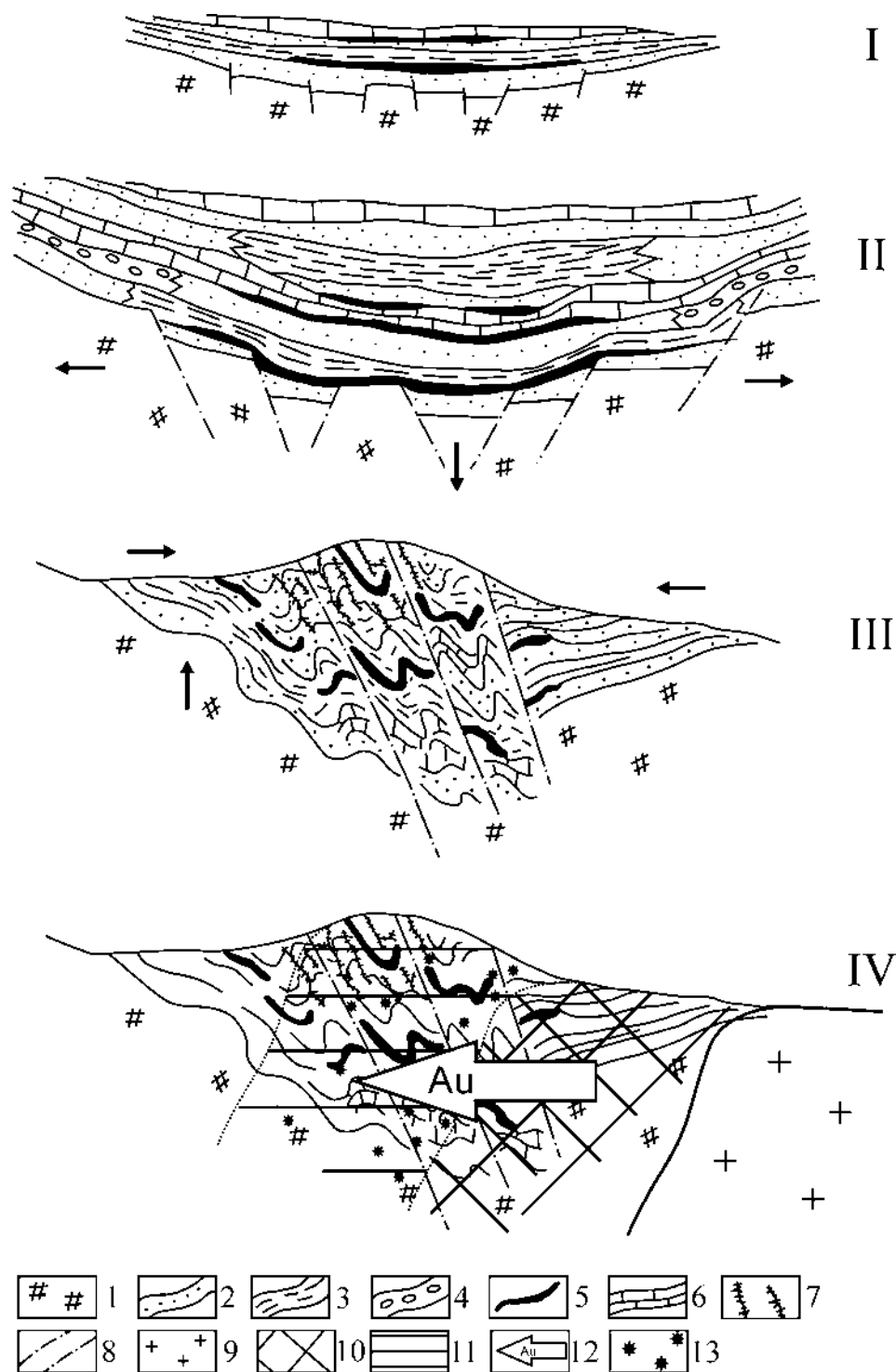


Рис. 7.1. Стадии формирования золото-кварц-сульфидного оруденения в углеродистых отложениях Южного Урала

I — стадия накопления первичных концентраций золота в стратифицированных терригенно-углеродистых сульфидсодержащих отложениях; II — метаморфизм погружения, отжим поровых вод, вынос золота и других элементов из вмещающих пород и их концентрация в сульфидных минералах (элизонная стадия); III — надвигообразование и скучивание осадочных отложений, динамометаморфическое преобразование золотосодержащих сульфидно-углеродистых образований и формирование золото-кварц-углеродистых образований и золото-кварц-сульфидного оруденения (динамометаморфическая стадия); IV — стадия преобразования золоторудной минерализации в термоградиентных полях близ расположенных гранитоидных массивов и гранитно-мигматитовых куполов, миграция и переотложение оруденения (стадия метаморфизма)

Условные обозначения: 1 — породы основания; 2 — песчаники; 3 — глинистые сланцы; 4 — конгломераты; 5 — сульфидизированные углеродистые отложения; 6 — известняки; 7 — золотоносные кварц-сульфидные жилы; 8 — разрывные нарушения; 9 — гранитоиды; 10 — амфиболитовая фация метаморфизма; 11 — зеленосланцевая фация метаморфизма; 12 — зона выноса и переотложения золота и других рудных элементов; 13 — переотложенное золотое оруденение

гранитные массивы (Амурское, Светлинское месторождения, проявление Отнурок в Белорецком метаморфическом комплексе).

Выявленные типоморфные черты золоторудной минерализации Авзянского рудного района (Башкирский мегантиклинорий) — 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, лишённых проявлений магматизма и поэтому не привлекающих должного внимания исследователей в качестве территорий, перспективных для поисков золоторудных месторождений.

В наиболее полном виде, как отмечено выше, три первых элемента модели золотообразования могут быть рассмотрены на примере рудопроявлений Горный Прииск и Улюк-Бар.

Начало формирования рудных залежей, в соответствии с приведёнными в разделе 2.1 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 золотоспектрометрических 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 [1990; Анфимов и др., 1983], в ходе эволюции глинистых пород от седиментогенеза до метаморфизма происходит значительный вынос микроэлементов из осадка захороненными поровыми и гидратаци-

онными 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 [1982], 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 [Буряк, 1982, 1985], способствует существенному возрастанию концентрации элементов. В этом процессе, согласно данным В.А. Буряка [1985], содержания золота в твёрдой фазе уменьшаются, а в растворе значительно возрастают, достигая максимально высоких значений в период проявления дислокационного зеленосланцевого метаморфизма.

Анализ литературных данных [Шишкина, 1979] 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, способствующего 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 [Богашова, 1983]. Концентрируются в основном элементы хемогенной группы — Pb, Zn, Cu, Au, активно накапливающиеся в условиях аэробного окисления органического вещества в глинистых минералах с высокой сорбционной ёмкостью.

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 ещё больше возрастает и может достигать 340 г/л и более [Ломтадзе, 1951].

На этой стадии, помимо металлов и петрогенных окислов, экстрагированных из вмещающих пород, в метаморфогенных растворах резко возрастает концентрация углекислоты, образующейся за счёт 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 пределах Авзянского рудного района, как это следует из подраздела 2.1.1, промежуточными коллекторами для золота служили углеродисто-сульфидные отложения, в ходе преобразований которых, происходило постепенное возрастание содержания 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.

Золоторудная минерализация сопровождается здесь ореолом динамотермального метаморфического изменения пород с контрастным набором минеральных ассоциаций, позволяющих выделить в нём 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.

При этом в рассматриваемых нами рудных объектах золото-сульфидная минерализация локализуется преимущественно в нижних, а золото-

носные жилы — главным образом в средних и верхних горизонтах гидротермально-метасоматической системы. Эту зональность, выявленную на ряде золоторудных объектов, можно использовать при ведении поисково-разведочных работ, особенно при поисках не выходящих на поверхность золото-сульфидных зон.

Как показано расчётами В.А. Буряка [1986] на объектах Восточной и Западной Сибири, в процессе преобразования углеродистых отложений золото способно выноситься в больших количествах: порядка 10–20 т/км³ в этап литификации осадков; 2,5–5 т/км³ в период их метаморфизма, 3–6 т/км³ — при гранитизации, анатексисе, дислокационном метаморфизме и регрессивных изменениях. Выносимое в первые два указанных этапа преобразования углеродистых толщ количество золота вполне достаточно для формирования золоторудных месторождений [Буряк, 1986]. Именно процессы литификации и метаморфизма обуславливают основное перераспределение золота преобразуемых осадков.

В условиях дислокационного метаморфизма местами рудоотложения служили зоны повышенной проницаемости, образованные региональными надвигами и сопряжёнными 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.

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

Похожая ситуация отмечена нами в пределах Черноозёрского проявления золота, приуроченного к углеродистым отложениям поляковской свиты, слагающей тектонический блок внутри Карабашского гипербазитового массива, принадлежащего Главной шовной зоне Урала и испытавшего зональный метаморфизм в позднепалеозойское время в результате “косой коллизии”. Рассматриваемые углеродистые отложения испытали неоднократную тектоническую переработку, окварцевание, сульфидизацию.

В работах многочисленных исследователей [Коробейников, 1985] показано, что при процессах метасоматоза и сульфидизации происходит миграция золота. Однако наиболее отчётливо механизм концентрации золота проявлен при наложении на углеродсодержащие отложения более высоких ступеней метаморфизма. В частности В.А. Буряком [1966] убедительно показана приуроченность золото-сульфидной минерализации к определённым субфациям зеленосланцевой фации, которую он считает зоной осаждения золота, в то время как более высокотемпературные фации — зонами потенциального выноса. Примечательно, что месторождения и рудопроявления золота, имея чёткую приуроченность к зеленосланцевой фации, в большинстве случаев концентрируются вблизи или почти на границе с амфиболитовой фацией метамор-

физма. Такая зона с благоприятной обстановкой в пределах фации зелёных сланцев фиксируется в западном и восточном крыльях Ильменогорско-Сысертского блока в непосредственной близости с границей эпидот-амфиболовой фации повышенной концентрацией рудопроявлений и месторождений золота (см. рис. 4.11). Аналогичная геологическая ситуация установлена в обрамлении Ларинского гнейсового купола.

Подтверждается это и на примере Белорецкого зонального метаморфического комплекса (к северу от г. Белорецк), где в углеродистых отложениях зигазино-комаровской свиты выделен локальный участок (Отнурок) с промышленным содержанием золота, расположенный в области развития зеленосланцевой фации метаморфизма близ границы с амфиболитовой фацией (рис. 7.2).

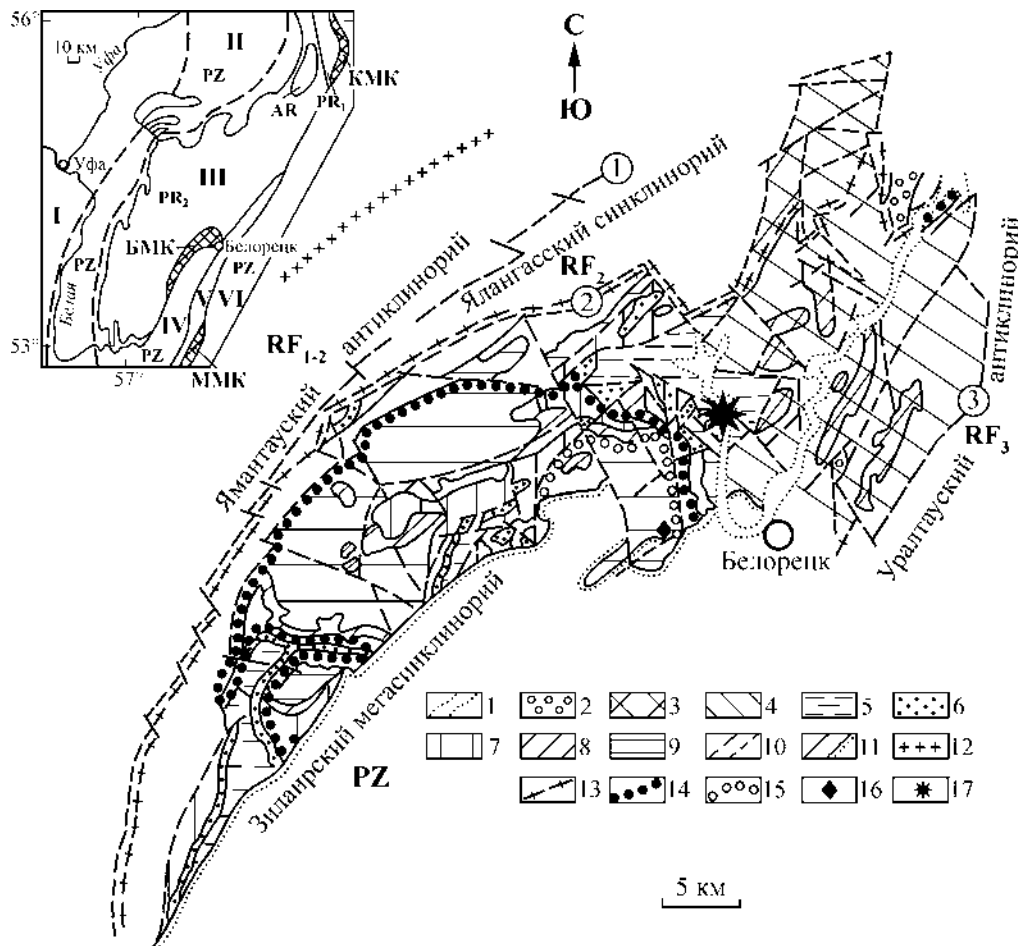


Рис. 7.2. Схема геологического строения и метаморфической зональности белорецкого комплекса [Алексеев и др., 2009]

Условные обозначения: 1 — кайнозой; 2 — рифей, аршинская свита; 3 — верхний рифей, зильмердакская свита; 4–8 — средний рифей (4 — авзянская, 5 — зигазино-комаровская, 6 — зигальгинская, 7 — белетарская, 8 — аюсапканская свиты); 9 — нижний рифей, кызылташская и буганакская свиты; 10 — разрывные нарушения региональные (а) и местного значения (б); 11 — геологические границы согласные (а) и несогласные (б); 12–15 — изограды (12 — хлоритоида, 13 — биотита, 14 — граната, 15 — омфацита); 16 — участок развития кианит-талковых сланцев; 17 — положение проявления Отнурок. PZ — нерасчленённые отложения палеозоя, RF₂ — среднего рифея, RF₁₋₂ — среднего и нижнего рифея. **На врезке:** I — Восточно-Европейская платформа, II — Предуральский прогиб, III — Башкирский мегантиклинорий, IV — Зилаирский синклинорий, V — Уралтауский антиклинорий, VI — Магнитогорский мегасинклинорий; КМК — куртинский эклогит-сланцевый комплекс, БМК — белорецкий эклогит-сланцевый комплекс, ММК — максютовский эклогит-глаукофановый комплекс; PZ — палеозойские, PR₂ — верхнепротерозойские, PR₁ — нижнепротерозойские, AR — архейские породы

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 $C_{\text{орг}}$ и сульфидов. Для выделения же в пределах площадей развития таких горизонтов локальных перспективных участков необходимо учитывать особые геологические факторы: наличие разрывных и складчатых структур, зон повышенной трещиноватости, участков интенсивного расщепления и смятия пород, т. е. все признаки проявления эндогенных процессов, способных вовлечь золото в миграцию.

На основании изучения геологического строения золоторудных месторождений и проявлений Южного Урала, 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 сопряжённых сколовых трещин и трещин отрыва, заполненных сульфидизированными кварцевыми жилами.

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 протяжённые 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 динамотермального метаморфизма, при котором за счёт реакций дегидратации и декарбонизации образуется огромное количество поровых флюидов, способных переносить и концентрировать в виде залежей золото 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 изменённых 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).

7. Широкое развитие гранитоидного магматизма (гранитов, гранито-гнейсов, мигматитов), проявление которого ведёт к развитию по периферии интрузивных массивов чётко проявленных зон метаморфизма, способствовало миграции и переотложению золоторудной минерализации. Приуроченность последней к внешней зоне зеленосланцевой фации метаморфизма является очень важным поисковым признаком при поисках золотого оруденения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Монография посвящена проблеме рудоносности углеродистых отложений всех структурно-формационных зон Южного Урала. На основе изучения геологических, петрохимических и геохимических особенностей пород установлены формационная их принадлежность, палеогеографические условия накопления и дана оценка перспектив на благородно- и редкометальное оруденение. В процессе научно-исследовательских работ выявлены четыре новых рудопроявления — Отнурок, Черноозёрское, Амурское, Ларинское. В их пределах должны быть проведены дальнейшие поисковые и оценочные работы. Авторами предложена модель образования золотого оруденения в углеродистых отложениях. Показано, что благороднометальная минерализация в разнофациальных углеродистых комплексах имеет полигенную осадочно-гидротермально-метаморфогенную природу. Промежуточное надкларковое обогащение золотом происходило на седиментационно-диагенетическом этапе, последующая перегруппировка и концентрация металла в рудные залежи осуществлялись на активизационном этапе развития при участии термоградиентного динамометаморфизма и зонального контактового метаморфизма.

Основные выводы, полученные при анализе приведённого в работе материала, сводятся к следующему:

1. Подавляющее большинство углеродистых отложений Южного Урала относится к низкоуглеродистому типу, терригенно-углеродистой и кремнисто-углеродистой формациям, и очень редко — к нормальному углеродистому типу и карбонатно-углеродистой формации.

2. Формирование углеродистых пород Башкирского мегантиклинория происходило в прибрежных и прибрежно-морских обстановках мелководных эпиконтинентальных бассейнов. Перенос и отложение в бассейне в интервале от большеинзерского до авзянского времени осуществлялись в гумидных условиях. В конце большеинзерского времени осадкообразование носило относительно глубоководный некомпенсируемый характер. Осадки отлагались в спокойной обстановке. К середине суранского времени произошла трансгрессия моря, осадки продолжали накапливаться в мелководном бассейне. Накопление углеродистых отложений, по-види-

мому, происходило на значительном удалении от областей сноса. Тектонический режим был то спокойный, то переменный с явлениями слабого вздымания и размыва ранее отложившихся пород. К началу юшинского времени осадкообразование происходило в неустойчивом тектоническом режиме и начавшейся постепенной регрессии бассейна. В среднем рифее условия осадконакопления оставались прибрежно-морскими. Углеродистые породы отлагались после этапа длительной стабилизации палеогеографических и палеотектонических обстановок. Их роль в литогенезе заметно сокращается.

3. При изучении золоторудной минерализации Башкирского мегантиклинория выявляется отчётливо выраженная в региональном плане роль разрывных нарушений в её размещении. 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. Рудопроявления 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 расщепления и трещиноватости, а также разнопорядковым складчатым структурам различной морфологии.

4. В Белорецком метаморфическом комплексе в углеродистых отложениях зигазино-комаровской свиты выделен локальный участок с промышленным содержанием золота (Отнурок), расположенный в области развития зеленосланцевой фации метаморфизма близ границы с породами амфиболитовой фации. Прослеживание данного уровня с аномально высокими содержаниями золота по простиранию должно стать первоочередной задачей.

5. В пределах Уралтауского мегантиклинория отложения уткальской свиты (суванякский комплекс) накапливались в относительно глубоководном бассейне стагнированного типа с резко восстановительной обстановкой в придонной части. Терригенно-углеродистые толщи бетринской свиты отлагались в заметно более мелководных условиях.

Палеогеографические условия накопления углеродистых отложений максютовского комплекса были неоднородными. Наибольшее количество терригенной и вулканогенной примеси отмечается в составе отложений средней подсвиты кайраклинской свиты, что в совокупности с повышенной карбонатностью и присутствием в разрезе известняков свидетельствует о мелководных условиях их образования и близости береговой линии. Наибольшей химической чистотой и относительной глубоководностью характеризуются отложения верхней подсвиты кайраклинской свиты.

6. Высокая продуктивность черносланцевых толщ суваянского комплекса прогнозируется на участках их пересечения крупными долгоживущими разрывными нарушениями, контролировавшими пути миграции, перераспределение и мобилизацию рудного вещества с возможным образованием гидротермально-осадочного и гидротермально-метасоматического оруденения. Поэтому поисковые работы на таких участках следует ориентировать одновременно на обнаружение как стратиформных, так и секущих рудных тел золото (платино)-сульфидного и золото-кварцевого генетических типов. Там же, где углеродисто-сульфидные толщи пространственно ассоциируют с магматическими породами, наследующими зоны глубинных разломов, с ними связана сульфидно-кварцево-жильная минерализация с повышенными содержаниями палладия, вольфрама и молибдена. Новоусмановская площадь в этом отношении представляет собой наиболее перспективный объект для дальнейших поисковых и оценочных работ.

7. Углеродистые отложения булатовской толщи восточного фланга Магнитогорского мегасинклинория (Арамилско-Сухтелинский синклинорий) образовались в глубоководном (океаническом) бассейне с некомпенсированным осадконакоплением при дефиците кислорода в придонных водах. Основная масса осадка, представленная кремнезёмом, отлагалась биохемогенным путём, что в совокупности с практически полным отсутствием привноса терригенного материала с континента обеспечило исключительную его химическую "чистоту". Анализ имеющегося материала позволил установить увеличение терригенной составляющей и, соответственно, уменьшение глубины восточного фланга бассейна осадконакопления. Максимальная величина прогибания отмечена в осевой его части, западный фланг характеризуется промежуточными значениями глубинности. Тенденция к некоторому обмелению водоёма отмечается для южной и северной его частей относительно центральной.

Анализ расчётных параметров углеродистых отложений Амурской синклинали указывает на большое количество терригенной и вулканогенной примеси в их составе, что в совокупности с повышенной карбонатностью и присутствием в разрезе

известняков с криноидеями свидетельствует о мелководных условиях их образования и близости береговой линии. Палеогеографические условия накопления углеродистых отложений в пределах участка месторождения не были однородными. В центральной его части фиксируется относительно глубоководная впадина, рудный материал в которую поступал, по-видимому, с северо-западного направления. Именно с этой диагональной структурой связаны перспективы выявления сульфидного оруденения в пределах Амурского месторождения.

8. В крайней восточной части Магнитогорской палеоокеанической структуры на широте Суундукского массива в девонское время на мелководных участках шельфа отлагались песчано-алевролитовые осадки и биохемогенные карбонаты. В более глубоководных зонах шельфа и континентального склона формировались в это же время мощные терригенно-углеродистые, иногда слабо известковистые осадки. При этом в отдельных локальных впадинах возникали условия сероводородного заражения и концентрирования золота и платиноидов осадочно-диагенетическими сульфидами. По крайней мере две таких впадины довольно отчётливо нами фиксируются. В их пределах в составе углеродистой толщи отмечен ряд маломощных горизонтов и уровней с повышенным содержанием золота и элементов группы платины.

Наличие в восточной части рассматриваемой территории крупного Суундукского гранитоидного массива создаёт дополнительные положительные предпосылки для выявления здесь в углеродистых отложениях не только благороднометалльного оруденения, испытавшего в процессе контактового метаморфизма мобилизацию, перераспределение и переотложение, но и наложенного редкометалльного (вольфрам, молибден) оруденения, связанного со становлением гранитной интрузии.

9. Обрамление Ларинского купола, в значительной мере представленное углеродистыми отложениями, насыщенное магматическими породами различного состава и возраста и подвергшееся умеренному метаморфизму, является первоочередным объектом для проведения поисковых работ на благородно- и редкометалльное оруденение. Наиболее перспективным в его пределах следует считать верховье р. Узельганки, где отмечена крупная комплексная аномалия и можно предположить наличие коренных проявлений золота.

10. В северной части западного фланга Магнитогорского мегасинклинория выявлено Черноозёрское проявление золота, приуроченное к углеродистым отложениям поляковской свиты, слагающим тектонический блок внутри Карабашского гипербазитового массива, принадлежащего Главной шовной зоне Урала и испытавшего зональный метаморфизм в позднепалеозойское время в результате "косой коллизии". Рассматриваемые угле-

родистые отложения испытали неоднократную тектоническую переработку, окварцевание, сульфидизацию.

11. Формирование углеродистых толщ Восточно-Уральского поднятия происходило за счёт материала, поступавшего из областей с нестабильным климатом. На ерёмкинском уровне бассейн был относительно глубоководным, углеродистые осадки отлагались на значительном расстоянии от континента, возможно в зоне континентального склона. Глинистый материал поступал из областей гумидного климата, химическое выветривание было слабым, разрушались основные и ультраосновные породы. К началу кучинского времени произошло обмеление бассейна и аридизация климата. Осадки отлагались в шельфовой обстановке. В конце александровского времени бассейн вновь испытал углубление, палеогеографические условия седиментации изменились и стали близки к существовавшим в ерёмкинское время. В течение большей части кукушкинского времени бассейн оставался относительно глубоководным, обломочный материал, поступавший в углеродистый осадок был химически незрелым. Области денудации и осадконакопления располагались в аридном климате.

12. В пределах Восточно-Уральского поднятия наиболее крупным является Светлинское полиген-

ное и полихронное месторождение, принадлежавшее золото-сульфидной формации. Формирование месторождения, начало которому было положено с момента накопления вмещающей терригенно-осадочной толщи, а завершение — экзогенным преобразованием рудных тел, продолжалось на протяжении длительного интервала времени.

13. Предлагаемую нами модель золотообразования можно рассматривать как осадочно-гидротермально-метаморфогенную, включающую комплекс взаимосвязанных процессов: 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; 4) контактовый и зональный метаморфизм в процессе формирования гранитно-мигматитовых куполов, интрузивных гранитоидов и окончательное “оформление” золото-кварцевых залежей в их настоящем виде.

Список использованной литературы

- Аксёнов Е.М., Волков Б.И., Евлентьев И.В. и др.** Метаморфизм докембрийских вулканогенно-кремнистых комплексов Урала и их фосфатоносность // *Метаморфогенное рудообразование*. – Апатиты, 1979. – С. 44–45.
- Акульшина Е.П.** Глинистые минералы как показатели условий литогенеза. – Новосибирск: Наука, 1976. – 191 с.
- Алексеев А.А.** Магматические комплексы зоны хребта Урал-Тау. – М.: Наука, 1976. – 170 с.
- Алексеев А.А.** О распространённости ванадия в осадочно-метаморфических породах зоны Уралтау // *Минералогеохимические особенности колчеданных месторождений, вулканогенных и осадочных образований Южного Урала*. – Уфа: БФАН СССР, 1978. – С. 56–59.
- Алексеев А.А.** Основные черты и некоторые проблемы металлогении западного склона Южного Урала // *Металлогения Южного Урала*. – Уфа: БФАН СССР, 1986. – С. 17–26.
- Алексеев А.А., Ковалёв С.Г., Тимофеева Е.А.** Белорецкий метаморфический комплекс. – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2009. – 210 с.
- Анфимов Л.В.** Рудный метасоматоз, катагенез и начальный метаморфизм в нижнерифейских толщах на Южном Урале // *Геология метаморфических комплексов*. – Свердловск, 1990. – С. 20–29.
- Анфимов Л.В., Бусыгин Б.Д., Дёмина Л.Е.** Саткинские месторождения магнетитов на Южном Урале. – М.: Наука, 1983. – 87 с.
- Апельцин Ф.Р.** Вольфрам // *Руководство по оценке прогнозных ресурсов твёрдых полезных ископаемых*. – М.: Изд-во ВИМС, 1982. – С. 113–121.
- Артюшкова О.В., Маслов В.А.** Новые данные по корреляции девонских отложений на восточном борту Зилаирского мегасинклинория (Южный Урал) и некоторые проблемы реконструкции фациальных обстановок // *Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли*. – Екатеринбург, 2008. – С. 35–38.
- Артюшкова О.В., Якупов Р.Р., Абрамова А.Н., Маслов В.А.** Новые данные о возрасте “бетринской свиты” на севере Восточно-Зилаирской зоны // *Геологический сборник № 3 / ИГ УНЦ РАН*. – Уфа, 2003. – С. 53–54.
- Артюшкова О.В., Куриленко А.В., Якупов Р.Р. и др.** Новые данные о возрасте Амурского пирит-сфалеритового медноколчеданного месторождения (Ю. Урал) // *Геологический сборник № 6 / ИГ УНЦ РАН*. – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2007. – С. 38–39.
- Артюшкова О.В., Мавринская Т.М., Суяркова А.А. и др.** Новые находки фауны в палеозое Зауралья // *Геологический сборник № 9 / ИГ УНЦ РАН*. – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2011. – С. 32–35.
- Берзон Р.О.** Оценка перспектив Кочкарского рудного района и основание направления геолого-разведочных работ на период до 1995 г. – М.: Изд-во ЦНИГРИ, 1987. – 209 с.
- Бетехтин А.Г.** Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования // *Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях*. – М.: Изд-во АН СССР, 1955. – С. 122–275.
- Блюман Б.А.** Эндогенные режимы и типы метаморфизма складчатых областей. – Л.: Наука, 1985. – 183 с.
- Богашова Л.Г.** Металлоносные поровые растворы соленосных отложений // *Докл. АН СССР*. – 1983. – Т. 269, № 4. – С. 932.
- Буряк В.А.** Генетические особенности золото-сульфидной минерализации центральной части Ленской золотоносной провинции // *Вопросы генезиса и закономерности размещения золотого оруденения Дальнего Востока*. – М.: Наука, 1966. – С. 66–100.
- Буряк В.А.** Метаморфизм и рудообразование. – М.: Недра, 1982. – 256 с.
- Буряк В.А.** Условия образования метаморфогенных гидротермальных месторождений // *Критерии отличия метаморфогенных и магматогенных гидротермальных месторождений*. – Новосибирск: Наука, 1985. – С. 14–22.
- Буряк В.А.** Источники золота и сопутствующих компонентов золоторудных месторождений в углеродистых толщах // *Геол. рудн. мест-ний*. – 1986. – Т. 28, № 6. – С. 31–43.
- Вассоевич Н.Б., Корнилова Н.Н., Чернышов В.В.** О содержании углеродистого органического вещества в континентальном секторе осадочной оболочки Земли // *Вестник МГУ. Геология*. – 1973. – № 1. – С. 8–23.
- Виноградов А.П.** Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // *Геохимия*. – 1962. – № 7. – С. 555–572.
- Волохин Ю.П., Михайлов М.А.** Источники кремнезёма кремнистых пород восточной части Монголо-Охотской складчатой области // *Геохимия и минералогия осадочных комплексов Дальнего Востока*. – Владивосток, 1979. – С. 21–42.
- Волченко Ю.А., Коротеев В.А.** Платинометальное оруденение палеоостроводужных комплексов Урала: платиновые и палладиеносные пояса // *Металлогения и геодинамика*. – Екатеринбург, 2000. – С. 94–98.
- Гареев Э.З.** Типизация углеродсодержащих пород стратотипического разреза рифея и их геохимические особенности // *Геология докембрия Южного Урала и востока Русской плиты*. – Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1990. – С. 83–88.
- Геологическая карта Российской Федерации и сопредельной территории Республики Казахстан. N-40 (41) – Уфа / *Под ред. В.И. Козлова*. 1:1 000 000 (новая серия). – СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002.
- Геология СССР. Т. XIII. Башкирская АССР и Оренбургская область. Ч. I: Геол. описание. – М.: Недра, 1964. – 655 с.
- Горбачёв О.В.** Барий и стронций в породах углеродистых формаций // *Проблемы осадочной геологии докембрия*. – М.: Наука, 1987. – С. 30–37.

- Горбачёв О.В., Созинов Н.А.** Некоторые петрохимические и геохимические аспекты типизации углеродистых отложений докембрия // Проблемы осадочной геологии докембрия. — М.: Наука, 1985. — С. 46–57.
- Горохов С.С.** Рифей хребта Урал–Тау. — М.: Наука, 1964. — 136 с.
- Гурская Л.И.** Платинометальное оруденение черносланцевого типа и критерии его прогнозирования. — СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. — 208 с.
- Дёмин Ю.И., Сергеева Н.Е.** Межфазовые диффузионные зоны в рудообразующих минералах как показатель интенсивности преобразования колчеданных месторождений // Геология рудных месторождений. — 1981. — № 5. — С. 65–78.
- Добрецов Н.Л., Кривцов А.И.** Модели магматогенно-гидротермального рудонакопления и критерии их отличия // Критерии отличия метаморфогенных и магматогенных гидротермальных месторождений. — Новосибирск: Наука, 1985. — С. 5–14.
- Додин Д.А., Чернышов Н.М., Яцкевич Б.А.** Платинометальные месторождения России. — СПб.: Наука, 2000. — 755 с.
- Додин Д.А., Чернышов Н.М., Яцкевич Б.А. и др.** Состояние и проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов (Результаты и направления исследований по программе “Платина России”) // Платина России. — М.: АОЗТ Геоинформмарк, 1995. — С. 7–48.
- Ермолаев Н.П.** Явление ступенчатой концентрации золота при образовании его руд в черных сланцах // Геология рудных месторождений. — 1983. — № 2. — С. 86–91.
- Ефремова С.В., Стафеев К.Г.** Петрохимические методы исследования горных пород: Справочное пособие. — М.: Недра, 1985. — 512 с.
- Захаров О.А., Пучков В.Н.** О тектонической природе максютовского комплекса зоны Уралтау: Препр. / РАН. Уфимский науч. центр. Ин-т геологии. — Уфа, 1994. — 29 с.
- Золоев К.К., Волченко Ю.А., Коротеев В.А. и др.** Платинометальная минерализация в геологических комплексах Урала / Уральская геологосъёмочная экспедиция. — Екатеринбург, 2001. — 199 с.
- Иванов А.И.** К стратиграфии и древнему орогенезу западного склона Южного Урала // Труды Башкирск. геол. управления. — 1937. — Вып. 7. — С. 2–28.
- Иванов К.С., Иванов С.Н.** О соотношении главных вулканогенных мегазон Урала — Тагильской и Магнитогорской // Докл. АН СССР. — 1991. — Т. 318, № 4. — С. 937–940.
- Иванов К.С., Пучков В.Н., Наседкина В.А., Пелевин И.А.** Первые результаты ревизии стратиграфии поляковской свиты по конодонтам // Ежегодник—1988 / Ин-т геологии и геохимии УрО АН СССР. — Свердловск, 1989. — С. 12–13.
- Иванов С.Н.** О байкалидах Урала и природе метаморфических толщ в обрамлении эвгеосинклиналией. — Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1979. — 78 с.
- Иванов С.Н., Пучков В.Н., Иванов К.С. и др.** Формирование земной коры Урала. — М.: Наука, 1986. — 248 с.
- Казанцева Т.Т.** Аллохтонные структуры и формирование земной коры Урала. — М.: Наука, 1987. — 169 с.
- Кетрис М.П.** Петрохимическая характеристика терригенных пород // Ежегодник—1974 / ИГ Коми фил. АН СССР. — М.: ВИНТИ, 1976. — С. 32–38.
- Ковалёв С.Г.** Сложнодислоцированные углеродсодержащие породы западного склона Южного Урала // Докл. РАН. — 2004. — Т. 396, № 4. — С. 511–514.
- Ковалёв С.Г., Высоцкий И.В., Фаткуллин И.Р.** Сложнодислоцированные углеродсодержащие толщи западного склона Южного Урала. — Уфа, 1999. — 120 с.
- Ковалёв С.Г., Сначёв В.И., Высоцкий И.В., Рыкус М.В.** О новом типе благороднометальной минерализации на западном склоне Южного Урала // Руды и металлы. — 1997. — № 6. — С. 27–33.
- Козлов В.И.** Верхний рифей и венд Южного Урала. — М.: Наука, 1982. — 128 с.
- Козлов В.И.** Стратотип рифея Южного Урала // Стратиграфия, литология и геохимия верхнего докембрия Южного Урала и Приуралья. — Уфа: БФАН СССР, 1986. — С. 6–16.
- Козлов В.И., Пацков А.А.** О тектонической природе максютовского комплекса зоны Уралтау // Тектоника и магматизм Южного Урала. — М.: Наука, 1974. — С. 121–129.
- Козлов В.И., Генина Л.А., Низамутдинов А.Г.** Углеродсодержащие сланцевые толщи стратотипа рифея Урала // Проблемы геологии, минералогии, геохимии, полезных ископаемых Южного Урала и сопредельных территорий: Тез. докл. науч. конфер. — Уфа, 1989. — Ч. 2. — С. 101–103.
- Континентальные рифты / Под ред. И.Б. Рамберга, Э.Р. Неймана. — М.: Мир, 1981. — 485 с.
- Коробейников А.Ф.** Особенности распределения золота в породах черносланцевых формаций // Геохимия. — 1985. — № 12. — С. 1747–1757.
- Криницкий Д.Д., Криницкая В.М.** Новые данные о стратиграфии метаморфических образований зоны Уралтау // Труды Южно-Уральского геол. управл. — 1958. — № 4 (6). — С. 33–36.
- Крупенин М.Т., Маслов А.В., Петрищева В.Г., Шерстобитова Л.А.** Углеродистые глинистые сланцы рифея — новое для Урала минеральное сырьё // Ежегодник—1993 / ИГиГ УрО РАН. — Екатеринбург, 1994. — С. 45–46.
- Крупенин М.Т., Маслов А.В., Рыкус М.В., Сначёв В.И.** Новые данные о содержании $C_{орг}$ в сланцах нижнего и среднего рифея // Ежегодник—1992 / ИГиГ УрО РАН. — Екатеринбург, 1993. — С. 19–20.
- Ломтадзе В.Д.** Условия выжимания воды и нефти из глин // Зап. Ленингр. Горного ин-та. — 1951. — Т. XXV, вып. 2. — С. 49–86.
- Макушин А.А., Козлов В.И., Анфимов Л.В.** Проблемы металлогении Башкирского Урала // Геология зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы. — Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1984. — С. 96–108.
- Мамаев Н.Ф.** Геологическое строение и история развития восточного склона Южного Урала. — Свердловск: Изд-во Уральский рабочий, 1965. — 167 с.
- Маслов А.В.** Рифейские углеродистые отложения Башкирского мегантиклинория // Литология и полезные ископаемые. — 1988. — № 3. — С. 101–109.
- Маслов А.В., Гареев Э.З., Крупенин М.Т.** Осадочные последовательности рифея типовой местности (ретроспективный обзор седиментологических, палеогеографических, литолого-минералогических и петрогеохимических исследований). — Уфа: ГП Принт, 1998. — 225 с.
- Маслов В.А., Артюшкова О.В., Мавринская Т.М., Якупов Р.Р.** Ордовикские отложения Южного Урала // Палеогеография венда — раннего палеозоя северной Евразии. — Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 1998. — С. 67–74.
- Мичурин С.В.** Изотопный состав серы пирита в нижнерифейских отложениях Башкирского мегантиклинория Южного Урала // XVIII симпозиум по геохимии стабильных изотопов им. акад. А.П. Виноградова (14–16 ноября 2007 г., Москва). — М.: ГЕОХИ РАН, 2007. — С. 177–180.

- Мичурин С.В., Ковалёв С.Г., Горожанин В.М.** Генезис сульфатов и сульфидов в нижнерифейских отложениях Камско-Бельского авлакогена и Башкирского мегантиклинория. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2009. — 192 с.
- Молчанов А.П., Моисеенко В.Г., Хомич В.Г. и др.** Палладий-золото-редкоземельная минерализация Оёмкинского рудного узла (Сихотэ-Алинь) // Докл. РАН. — 2000. — Т. 375, № 4. — С. 518–520.
- Мосейчук В.М., Кашина Л.В., Коллегова Т.Ф.** О составе и условиях формирования осадочных толщ палеозоя Джабык-Суундукской подзоны Восточно-Уральской зоны (Южный Урал) // Седиментогенез и литогенез осадочных образований: Тез. докл. Уральск. литолог. совещ. — Екатеринбург, 1996. — С. 102–103.
- Мосейчук В.М., Сурин Т.Н., Кашина Л.В.** О генезисе нижнепалеозойских отложений Джабык-Суундукской подзоны // Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала: Тез. докл. VI Уральск. петрогр. совещ. — Екатеринбург, 1997. — Ч. 1. — С. 147–150.
- Мурзин В.В., Покровский П.В., Молошаг В.П.** Ртуть в самородном золоте Урала и её типоморфное значение // Геология рудных месторождений. — 1981. — № 4. — С. 86–91.
- Нечухин В.М., Берлянд Н.Г., Пучков В.Н., Соколов В.Б.** Глубинное строение, тектоника, металлогения Урала. — Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1986. — 106 с.
- 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.
- Ожиганов Д.Г.** Геология хребта Уралтау и района перидотитового массива Ю. Крака. — Уфа, 1941. — 103 с. — (Тр. Башкирск. территор. геол. управл.; — Вып. 12).
- Ожиганов Д.Г.** Метаморфические толщи хребта Уралтау // Геология СССР. — М.: Недра, 1964. — Т. 13. — С. 78–97.
- Парначёв В.П., Петров В.И., Кузнецов Г.П. и др.** О строении и составе позднедокембрийских отложений Сысертско-Ильменогорской структуры (Южный Урал) // Докембрийские вулканогенно-осадочные комплексы Урала. — Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1986. — С. 90–105.
- Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д.** Фазовое соответствие в минеральных системах. — М.: Недра, 1976. — 288 с.
- Петров Б.В., Макрыгина В.А.** Геохимия регионально-го метаморфизма и ультраметаморфизма. — Новосибирск, 1975. — 342 с.
- Петров В.Г.** Золото в опорных разрезах верхнего докембрия западной окраины Сиб. платформы // Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. — 1976. — Вып. 320. — 213 с.
- Петтиджон Ф., Потер П., Сивер Р.** Пески и песчаники. — М.: Мир, 1976. — 536 с.
- Плюснин К.П., Плюснина А.А., Зенков И.И.** Новые данные о граптолитовых сланцах восточного склона Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1965. — № 11. — С. 121–123.
- Покалов В.Т.** Молибден // Руководство по оценке прогнозных ресурсов твёрдых полезных ископаемых. — М.: ВИМС, 1982. — С. 122–133.
- 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.
- 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.
- Прокин В.А.** Закономерности размещения колчеданных месторождений на Ю. Урале. — М.: Недра, 1977. — 174 с.
- Прокин В.А., Нечухин В.И., Сопко П.Ф. и др.** Медно-колчеданные месторождения Урала: Геологические условия размещения. — Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. — 288 с.
- Пучков В.Н.** Геология Урала и Предуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. — 280 с.
- Пучков В.Н., Иванов К.С.** К стратиграфии черносланцевых толщ на востоке Урала // Ежегодник—1988 / ИГиГ УФАИ СССР. — Свердловск, 1989. — С. 4–7.
- Розен О.М., Журавлёв Д.З., Ляпунов С.М.** Геохимические исследования осадочных отложений Тимано-Печерской провинции // Разведка и охрана недр. — 1994. — № 1. — С. 18–21.
- Романов В.А.** Типовые разрезы докембрия Южного Урала. — М.: Наука, 1973. — 133 с.
- Рыкус М.В.** Золотоносность докембрийских осадочных толщ западного склона Южного Урала: Препр. / РАН. Уфимский науч. центр. Ин-т геологии. — Уфа, 1995. — 45 с.
- Рыкус М.В., Сначёв В.И.** Динамотермальный метаморфизм и золотообразование в рифейских толщах западного склона Южного Урала // Проблемы петрогенезиса и рудообразования. — Екатеринбург: УрО РАН, 1998. — С. 141–143.
- Рыкус М.В., Сначёв В.И.** Золото западного склона Южного Урала. — Уфа: УНЦ РАН, 1999. — 170 с.
- Рыкус М.В., Сначёв В.И.** Особенности палеозойского углеродистого осадконакопления Сысертско-Ильменогорской зоны Южного Урала // Осадочные бассейны: Закономерности строения и эволюции, минерогения. — Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2000. — С. 112–114.
- Рыкус М.В., Андреев Н.И., Муркин В.П. и др.** Углеродистые отложения докембрия Южного Урала: Препр. / РАН. Уфимский науч. центр. Ин-т геологии. — Уфа, 1993. — 40 с.
- Рыкус М.В., Сначёв В.И., Кузнецов Н.С. и др.** Рудоносность дунит-гаршбургитовой и черносланцевой формации пограничной зоны между Южным и Средним Уралом // Нефтегазовое дело. — 2009. — Т. 7, № 2. — С. 17–27.
- Рыкус М.В., Сначёв В.И., Насибуллин Р.А. и др.** Осадконакопление, магматизм и рудоносность северной части Уралтау. — Уфа: Изд-во БГУ, 2002. — 268 с.
- Сазонов В.Н.** Березит-лиственитовая формация и сопутствующее ей оруденение. — Свердловск: Изд-во УрО АН СССР, 1984. — 208 с.
- Сазонов В.Н.** Золото в гидротермальном процессе: Препр. / АН СССР. Уральск. науч. центр. Ин-т геологии и геохимии. — Свердловск: Изд-во УрО АН СССР, 1985. — 52 с.
- Сазонов В.Н.** Золоторудные формации Урала: Препр. / АН СССР. Уральское отд. Ин-т геологии и геохимии. — Свердловск: Изд-во УрО АН СССР, 1988. — 72 с.
- Сазонов В.Н., Мурзин В.В., Григорьев Н.А.** Золотооруденение Урала // Рудоносные, рудные и нерудные формации Урала. — Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1985. — С. 178–181.
- Сазонов В.Н., Попов Б.А., Григорьев Н.А.** Корово-мантйное оруденение в салических блоках эвгеосинклинали. — Свердловск: Изд-во УрО АН СССР, 1989. — 113 с.
- Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А.** Месторождения золота Урала. — Екатеринбург: Изд-во УГГА, 1999. — 570 с.
- Сазонов В.Н., Григорьев Н.А., Мурзин В.В. и др.** Золото Урала. Коренные месторождения. — Екатеринбург: УИФ Наука, 1993. — 208 с.

- Самыгин С.Г., Кузнецов Н.Б., Павленко Т.Н., Дегтярёв К.Е.** Структура Кыштым-Миасского района Южного Урала и проблема сочленения Магнитогорских и Тагильских комплексов // Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. — М.: Наука, 1998. — С. 73–92.
- Семененко Н.П., Головкин Н.И., Жуков Г.В. и др.** Петрография железисто-кремнистых формаций Украинской ССР. — Киев: Изд-во АН УССР, 1956. — 215 с.
- Серавкин И.Б.** Вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. — М.: Наука, 1986. — 268 с.
- Серавкин И.Б., Сначёв В.И.** Стратиформные полиметаллические месторождения восточной провинции Южного Урала // Геология рудных месторождений. — 2012. — № 3. — С. 20–27.
- Серавкин И.Б., Макушин А.А., Козлов В.И. и др.** Основные черты металлогении Южного Урала // Металлогения Южного Урала. — Уфа: БФАН СССР, 1986. — С. 5–16.
- Сначёв А.В.** Палеогеографические условия накопления углеродистых отложений северной части Маярдакского и Ямантауского антиклинориев // Труды Южно-Уральского государственного заповедника. — Уфа, 2008. — С. 182–198.
- Сначёв А.В., Пучков В.Н.** Первые находки палладий-золото-редкометалльной минерализации в докембрийских углеродистых сланцах западного склона Южного Урала // Докл. РАН. — 2010. — Т. 433, № 1. — С. 77–80.
- Сначёв А.В., Кузнецов Н.С., Сначёв В.И.** Черноозёрское проявление золота — первый объект на Южном Урале в углеродистых отложениях офиолитовой ассоциации // Докл. РАН. — 2011. — Т. 439, № 1. — С. 83–85.
- Сначёв А.В., Савельев Д.Е., Сначёв В.И.** Палладий-золото-редкометалльная минерализация в углеродистых сланцах зигазино-комаровской свиты (Южный Урал) // Руды и металлы. — 2010. — № 4. — С. 14–19.
- Сначёв А.В., Сначёв В.И., Рыкус М.В.** Перспективы рудоносности углеродистых отложений западного обрамления Суундукского гранитного массива // Нефтегазовое дело. — 2010. — Т. 8, № 2. — С. 11–20.
- Сначёв А.В., Пучков В.Н., Савельев Д.Е., Сначёв В.И.** Геология Арамилско-Сухтелинской зоны Урала. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2006. — 176 с.
- Сначёв В.И., Мавринская Т.М.** Некоторые проблемы стратиграфии Полтавской площади // Ежегодник—1994 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа, 1995. — С. 33–34.
- Сначёв В.И., Муркин В.П.** Новые данные по магматизму, метаморфизму и металлогении Кочкарской площади Ю. Урала: Препр. / РАН. Уфимский науч. центр. Ин-т геологии. — Уфа, 1989. — 23 с.
- Сначёв В.И., Рыкус М.В., Насибуллин Р.А.** Редко- и благороднометалльная минерализация зоны сочленения Западно-Уралтауского и Бурзянского разломов // Геология и полезные ископаемые РБ, проблемы и перспективы освоения минерально-сырьевой базы: Матер. науч.-практ. конф. — Уфа, 1999. — С. 144–147.
- Сначёв В.И., Дёмин Ю.И., Романовская М.А., Шулькин В.Е.** Тепловой режим становления гранитоидных массивов. — Уфа: БНЦ Уро АН СССР, 1989. — 117 с.
- Сначёв В.И., Кузнецов Н.С., Ковалёв С.Г., Рачёв П.И.** Магматизм и металлогения северной части Восточно-Уральской рифтовой системы: Препр. / РАН. Уфимский науч. центр. Ин-т геологии. — Уфа, 1994. — 25 с.
- Сначёв В.И., Рыкус М.В., Ковалёв С.Г., Высоцкий И.В.** Новые данные по золотоносности западного склона Южного Урала: Препр. / РАН. Уфимский науч. центр. Ин-т геологии. — Уфа, 1996. — 30 с.
- Сначёв В.И., Рыкус М.В., Савельев Д.Е., Грицук А.Н.** Благороднометалльное оруденение дунит-гарцбургитовой и черносланцевой формации западного склона Южного Урала // Геологический сборник № 2 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа, 2001. — С. 152–162.
- Сначёв В.И., Шулькин Е.П., Муркин В.П., Кузнецов Н.С.** Магматизм Восточно-Уральского пояса Южного Урала. — Уфа: БНЦ Уро АН СССР, 1990. — 179 с.
- Сначёв В.И., Пучков В.Н., Савельев Д.Е. и др.** Рудоносность углеродистых отложений северной половины Маярдакского и Ямантауского антиклинориев / Геологический сборник № 6 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2007. — С. 227–232.
- Сначёв В.И., Пучков В.Н., Савельев Д.Е. и др.** Рудоносность конгломератов и углеродистых отложений северной части Маярдакского и Ямантауского антиклинориев // Труды Южно-Уральск. гос. заповедника. — Уфа, 2008. — С. 198–210.
- Созинов Н.А., Горбачёв О.В., Чистякова Н.Н. и др.** Углеродисто-фосфатные конкреции в докембрии и фанерозое (сходство и различия) // Конкреции докембрия. — Л., 1989. — С. 51–59.
- Сорвачёв К.К.** Пластические деформации в гранито-гнейсовых структурах. — М.: Наука, 1978. — 124 с.
- Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой) / Межвед. Стратигр. Комитет России. — Екатеринбург, 1993. — 151 схема. — Объяснительная записка. — 152 с.
- Страхов Н.М.** Основы теории литогенеза: в 3 т. — 2-е изд. — М.: Изд-во АН СССР, 1960–1962. — Т. 1. — 1960. — 211 с. — Т. 2. — 1962. — 575 с. — Т. 3. — 1962. — 550 с.
- Страхов Н.М.** Геодинамический механизм распределения $C_{орг}$, SiO_2 и $CaCO_3$ в океаническом осадконакоплении // Литология и полезные ископаемые. — 1978. — № 1. — С. 3–31.
- Тарбаев М.Б., Кузнецов С.К., Моралёв В.Г.** Новый Au-Pd-й тип минерализации в Кожимском районе Приполярного Урала // Геология рудных месторождений. — 1996. — Т. 38, № 1. — С. 15–30.
- Тевелев А.В., Кошелева И.А., Попов В.С. и др.** Палеозойные зоны сочленения Восточного Урала и Зауралья. — М.: Изд-во МГУ, 2006. — 300 с. — (Тр. Лаборатории геологии складчатых поясов; Вып. 4).
- Тимофеев П.П., Холодов В.Н., Хворова И.В.** Эволюция процессов осадконакопления на континентах и в океанах // Литология и полезн. ископаемые. — 1983. — № 5. — С. 3–23.
- Хворова И.В.** Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого // Осадконакопление и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. — М.: Наука, 1968. — С. 9–136. — (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 196).
- Хворова И.В., Лисицина Н.А., Богданов Ю.А.** Осадки рифтовой зоны хр. Рейкьянес (58° с. ш.) // Литология и полезные ископаемые. — 1985. — № 3. — С. 5–16.
- Холодов В.Н.** Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. — М.: Наука, 1973. — 275 с.
- Чехович П.А., Живкович А.Е.** Редкоземельные элементы в пелагических известняках как индикаторы палеотектонической обстановки (нижнесергеевский меланж. Средний Урал) // ДАН СССР. — 1991. — Т. 316, № 3. — С. 693–697.
- Шаякубов Т.Н.** Золоторудное месторождение Мурунтау. — Ташкент, 1998. — 539 с.
- Шишкина О.В.** Иловые воды // Химия океана. — М.: Наука, 1979. — Т. 2. — С. 252–270.
- Юдович Я.Э.** Региональная геохимия осадочных толщ. — Л.: Наука, 1981. — 276 с.

- Юдович Я.Э., Кетрис М.П.** Химическая классификация осадочных горных пород. — Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1986. — 34 с. — (Сер. препр. “Науч. докл.”; Вып. 148).
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П.** Геохимия чёрных сланцев. — Л.: Наука, 1988. — 271 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П.** Геохимия и рудогенез Sr, Co, Ni в чёрных сланцах. — Сыктывкар: Геонаука, 1991₁. — 80 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П.** Геохимия и рудогенез Mo, W, Re в чёрных сланцах. — Сыктывкар: Геонаука, 1991₂. — 64 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П.** Элементы-примеси в чёрных сланцах. — Екатеринбург, 1994. — 304 с.
- Юдович Я.Э., Беляев А.А., Кетрис М.П.** Геохимия и рудогенез чёрных сланцев Пай-Хоя. — СПб.: Наука, 1998. — 366 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Козырева И.В.** Геохимия элементов-гидролизатов в чёрных сланцах. — Сыктывкар: ТОО “АСТ”, 1992. — 137 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Мерц А.В.** Геохимия и рудогенез золота в чёрных сланцах. — Сыктывкар: Геонаука, 1990₁. — 61 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Мерц А.В.** Геохимия и рудогенез урана в чёрных сланцах. — Сыктывкар, Геонаука, 1990₂. — 51 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Шулепова А.Н., Лавренко Н.С.** Геохимическая диагностика вулканогенного материала в черносланцевых отложениях Лемвинской зоны Урала // Геохимия. — 1986. — № 10. — С. 1464–1476.
- Boynnton W.V.** Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare Earth Element Geochemistry. — Amsterdam: Elsevier, 1984. — P. 63–114.
- Crerar D.A., Cormick R.K., Barnes N.L.** Organic controls on the sedimentary geochemistry of manganese // Acta mineral. - petrogr. — 1971/1972. — V. 20. — P. 217–226.
- Haskin M.A., Haskin L.A.** Rare earth in European shales: a redetermination // Science. — 1966. — V. 154. — P. 507–509.
- Hetzel R.** Geology and geodynamic evolution of the high-P/low-T Maksytov complex, southern Urals, Russian // Geol. Rdsh. — 1999. — V. 87. — P. 577–588.
- Sun S.S.** Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle // Geochim. Cosmochim. Acta. — 1982. — 46, Is. 2. — P. 179–192.
- Wakita H., Rey P., Schmitt R.A.** Abundances of the 14 rare-earth elements and 12 other trace elements in Apollo 12 samples: five igneous and one breccia rocks and four soils // Pros. 2nd Lunar Sci Conf. — Oxford: Pergamon Press, 1971. — P. 1319–1329.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава 1. История изученности углеродистых отложений	6
1.1. Геолого-съёмочные работы	6
1.2. Тематические работы	11
Глава 2. Башкирский мегантиклинорий	14
2.1. Углеродистые отложения северной части Маярдакского и Ямантауского антиклинориев	14
2.1.1. Геология углеродистых отложений	14
2.1.2. Палеогеографические условия накопления углеродистых отложений	21
2.1.3. Рудоносность углеродистых отложений	28
2.2. Южная часть Башкирского мегантиклинория	34
2.2.1. Геология углеродистых отложений	34
2.2.2. Петрогеохимические особенности углеродистых отложений	38
2.2.3. Рудоносность углеродистых отложений	43
2.2.3.1. Рудопроявление Горный Прииск	44
2.2.3.2. Рудопроявление Улюк-Бар	48
2.2.3.3. Разрез Улу-Елга	51
2.2.3.4. Разрез Кагарманово	54
2.2.4. Роль разломов в локализации оруденения	56
2.2.5. Роль складчатых структур в локализации оруденения	59
Глава 3. Уралтауский мегантиклинорий	62
3.1 Северная часть Уралтауского мегантиклинория	63
3.1.1. Геологическое строение суваякского комплекса	63
3.1.2. Геохимические особенности углеродистых отложений	65
3.1.3. Рудоносность углеродистых отложений	70
3.2. Южная часть Уралтауского мегантиклинория	79
3.2.1. Геологическое строение максютовского комплекса	79
3.2.2. Геохимические особенности углеродистых отложений	80
3.2.3. Рудоносность углеродистых отложений	87
Глава 4. Магнитогорский мегасинклиний	93
4.1. Восточный фланг мегасинклиния	93
4.1.1. Арамильско-Сухтелинский синклиний	93
4.1.1.1. Геологическое положение углеродистых отложений	93
4.1.1.2. Петрогеохимические особенности углеродистых отложений	96
4.1.1.3. Рудоносность углеродистых отложений	110
4.1.2. Амурская синклиналь	118
4.1.2.1. Геологическое строение углеродистых отложений	118
4.1.2.2. Петрогеохимическая характеристика углеродистых отложений	123
4.1.2.3. Рудоносность углеродистых отложений флишеидной толщи	137

4.2. Западный фланг мегасинклинория	149
4.2.1. Северная часть западного фланга	149
4.2.1.1. Геологическое положение углеродистых отложений	149
4.2.1.2. Петрогеохимия углеродистых отложений	153
4.2.1.3. Рудоносность углеродистых отложений	158
Глава 5. Восточно-Уральское поднятие	163
5.1. Северная часть поднятия (Кочкарский антиклинорий)	163
5.1.1. Геологическое строение Кочкарского антиклинория	163
5.1.2. Петрохимия углеродистых отложений	166
5.1.3. Рудоносность углеродистых отложений	171
5.2. Южная часть поднятия (Джабык-Карагайский антиклинорий)	177
5.2.1. Геологическое строение углеродистых толщ	177
5.2.2. Петрогеохимия углеродистых отложений	183
5.2.3. Рудоносность углеродистых отложений	189
Глава 6. Восточно-Уральский прогиб	190
6.1. Геология углеродистых отложений	190
6.2. Рудоносность углеродистых отложений	192
Глава 7. Модель золотообразования в углеродистых сланцах Южного Урала	193
Заключение	199
Список использованной литературы	202



Сначёв Александр Владимирович, к.г.-м.н. Родился в 1980 г. В 2002 г. окончил БашГУ. В настоящее время работает старшим научным сотрудником в лаборатории «Рудных месторождений» Института геологии УНЦ РАН. Научные интересы: геология и рудоносность углеродистых отложений. Автор 50 научных работ и 5 монографий.
E-mail: SAVant@inbox.ru

Сначёв Владимир Иванович, профессор, д.г.-м.н. Родился в 1955 г. Окончил в 1978 г. геологический факультет МГУ. В 1993 г. защитил докторскую диссертацию. В настоящее время работает в Институте геологии УНЦ РАН, является заведующим лабораторией «Рудных месторождений». Заслуженный деятель науки РБ. Научные интересы: геология рудных месторождений, геодинамика. Автор более 200 научных работ и соавтор 16 монографий.
E-mail: SAVant@inbox.ru



Рыкус Михаил Васильевич, к.г.-м.н. Родился в 1958 г. Окончил Днепропетровский горный институт в 1980 г. Доцент кафедры геологии и разведки нефтегазовых месторождений УГНТУ. Основные научные интересы — литология, геохимия, металлогения. Автор более 100 научных работ и соавтор 7 монографий.
E-mail: rykusmihail@mail.ru

Савельев Дмитрий Евгеньевич, к.г.-м.н. Родился в 1971 г. Окончил БашГУ в 1997 г. В настоящее время работает ведущим научным сотрудником в лаборатории «Рудных месторождений» Института геологии УНЦ РАН. Научные интересы: геология и рудоносность альпинотипных гипербазитов. Автор около 100 научных работ и соавтор 5 монографий.
E-mail: SAVL71@mail.ru



Бажин Евгений Александрович, к.г.-м.н. Родился в 1982 г. В 2005 г. окончил БашГУ. Работает научным сотрудником в лаборатории «Рудных месторождений» Института геологии УНЦ РАН. Научные интересы: геология и рудоносность альпинотипных гипербазитов. Автор более 15 научных работ и соавтор 3 монографий.
E-mail: bazhin_evgeniy@mail.ru

Ардисламов Фаниз Ринатович, к.г.-м.н. Родился в 1983 г. Окончил БашГУ в 2005 г. В настоящее время работает научным сотрудником в лаборатории «Рудных месторождений» Института геологии УНЦ РАН. Научные интересы: континентальный рифтогенез, магматизм, геодинамика. Автор более 15 научных работ и 1 монографии.
E-mail: Ardislamov_Faniz@mail.ru

