

Федеральное государственное бюджетное учреждение
Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
Им. А.П. Карпинского (ФГБУ «ВСЕГЕИ»);

Федеральное государственное бюджетное учреждение
Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов (ФГБУ «ЦНИГРИ»)

На правах рукописи

КОЗЛОВ ГЛЕБ АЛЕКСАНДРОВИЧ

**ГЕОЛОГИЯ И СВИНЦОВО-ЦИНКОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ
КЕМБРИЙСКИХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ
ЧАСТИ АНАБАРО-СИНСКОЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЙ
ОБЛАСТИ, РЕСПУБЛИКА САХА (ЯКУТИЯ)**

Специальность 1.6.10 – Геология, поиски и разведка твердых полезных
ископаемых, минерагения

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук

научный руководитель –
доктор геолого-минералогических наук
Молчанов Анатолий Васильевич

Санкт-Петербург, Москва – 2023

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
ГЛАВА 1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ И РУДОНОСНОСТИ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АНАБАРО-СИНСКОЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЙ ОБЛАСТИ (СФО)	10
1.1. Генетическая классификация и геолого-промышленные типы месторождений свинца и цинка MVT типа.....	10
1.2. Положение стратиформного Pb-Zn оруденения территории в структурах геологического строения и металлогенической зональности Восточно-Сибирской металлогенической провинции.....	15
1.3. Геологическое строение и структурно-формационное районирование венд-кембрийских карбонатных отложений Сибирской платформы.....	17
1.4. Геологическое строение и литологический состав пород юго-восточной части Анабаро-Синской СФО.....	22
1.4.1. Раннекембрийские карбонатные отложения Толбо-Мухаттинской структурно-формационной зоны (СФЗ).....	23
1.4.2. Ранне-среднекембрийские карбонатные отложения Синско-Ботомской структурно-формационной зоны (СФЗ).....	25
1.4.3. Ранне-среднекембрийские карбонатные отложения Амгинской структурно-формационной зоны (СФЗ).....	30
1.4.4. Магматизм.....	35
1.4.5. Тектоника.....	36
ГЛАВА 2. ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАННЕ-КЕМБРИЙСКИХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АНАБАРО-СИНСКОЙ СФО И ИХ СВЯЗЬ С ЛОКАЛИЗАЦИЕЙ ОРУДЕНЕНИЯ	38
2.1. Петрографическая характеристика кембрийских карбонатных отложений юго-восточной части Анабаро-Синской СФО.....	39
2.2. Состав и особенности распределения петрогенных, примесных и редкоземельных элементов в породах юго-восточной части Анабаро-Синской СФО.....	54
2.2.1. Методика литолого-геохимического изучения карбонатных отложений.....	54
2.2.2. Закономерности распределения геохимических элементов в карбонатных отложениях территории.....	58
2.2.3. Литолого-геохимические особенности карбонатных отложений кетеменской и титаринской свит кембрия.....	67
2.2.4. Изотопия С и О в карбонатных и гидротермально-метасоматических образованиях Синско-Ботомской СФЗ.....	73
2.3. Выводы о закономерностях распределения химических элементов в породах юго-восточной части Анабаро-Синской СФО и их связь с условиями осадконакопления, эволюцией осадочного бассейна и свинцово-цинкового оруденения.....	74
ГЛАВА 3. ПЕТРОГРАФИЯ, ГЕОХИМИЯ И РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ И ГИПЕРГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ В КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ АМГИНСКОЙ И СИНСКО-БОТОМСКОЙ СФЗ	80
3.1. Методика изучения гидротермально-метасоматических и гипергенных образований.....	80

3.2. Диагенетические преобразования карбонатных пород, не связанные с гидротермально-метасоматической деятельностью.	81
3.3. Гидротермально-метасоматические образования, связанные с процессами палеозойской тектоно-магматической активизации.	83
3.3.1. Вещественные проявления тектоногенной апокарбонатно-кремнистой ГМФ.	84
3.3.1.1. Петрографические особенности вещественных проявлений апокарбонатно-кремнистой ГМФ.	84
3.3.1.2. Петрохимические особенности вещественных проявлений апокарбонатно-кремнистой ГМФ.	93
3.3.2. Вещественные проявления тектоногенной аргиллизит-березитовой ГМФ	100
3.3.2.1. Петрографические особенности вещественных проявлений аргиллизит-березитовой ГМФ	100
3.3.2.2. Петрохимические особенности вещественных проявлений аргиллизит-березитовой ГМФ	108
3.4. Результаты изотопного U-Pb датирования магматических образований чаро-синского комплекса.	111
3.5. Переходные син-эпигенетические ГМФ.	113
3.6. Гидротермально-метасоматическая зональность (ГМ-зональность) территории участков Кетеменский и Ботомский.	116
3.7. Выводы о закономерностях положения ГМ образований в пределах юго-восточной части Анабаро-Синской СФО и их связи с свинцово-цинковым оруденением.	119
ГЛАВА 4. ХАРАКТЕРИСТИКА СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В КАРБОНАТНЫХ ТОЛЩАХ СИНСКО-БОТОМСКОЙ СФЗ	124
4.1. Геологическое строение рудопоявлений и пунктов минерализации в пределах Кетеменского и Ботомского участков.	124
4.2. Структурно-вещественные особенности рудной Pb-Zn минерализации	132
4.2.1. Минералого-петрографическая характеристика руд и минеральные типы.	132
4.2.1.1. Характеристика минералов	133
4.2.1.2. Минеральные типы руд.	143
4.2.1.3. Текстурно-морфологические особенности рудных образований.	154
4.2.1.4. Минеральные парагенезисы и стадии минералообразования.	155
4.2.2. Минералого-геохимическая зональность оруденения и её связь с ГМ образованиями.	158
4.3. Изотопия Pb и S сульфидов и рудовмещающих пород в пределах Кетеменского и Ботомского участков.	163
4.4. Характеристика строения аномального геохимического поля участков Кетеменский и Ботомский.	169
ГЛАВА 5. ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ И ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВАЯ МОДЕЛИ СТРАТИФОРМНОГО СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В РАННЕКЕМБРИЙСКИХ КАРБОНАТНЫХ ТОЛЩАХ АНАБАРО-СИНСКОЙ СФО.	175
5.1. Геолого-генетическая модель рудопоявлений в долине рек Лена и Ботома.	175
5.2. Сравнительная характеристика Pb-Zn оруденения территории с оруденением известных геолого-промышленных типов.	179
5.3. Прогнозно-поисковая модель оруденения «кетеменского типа» в пределах раннекембрийских карбонатных отложений Сибирской платформы.	191
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.	198
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.	199
ТЕКСТОВЫЕ ПРИЛОЖЕНИЯ.	217

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы исследования и степень её разработанности. Стратиформное свинцово-цинковое оруденение в юго-восточной части чехла Сибирской платформы остается слабо изученным и не освоенным. До недавнего момента было известно два проявления свинцово-цинковых руд в долине р. Лена юго-западнее г. Якутск с неустановленным генетическим типом: Куччугуй-Кетеме и Сульфидное. Длительное время они не представляли промышленного и научного интереса ввиду наличия крупных месторождений в пределах Кыллахской минерагенической зоны. Современные представления о геологии и рудоносности карбонатных отложений позволили предположить их принадлежность к стратиформному свинцово-цинковому типу в карбонатных толщах (MVT-тип). Установление генетического и рудно-формационного типа оруденения, его перспективности, создание методической основы для поисков и оценки подобных объектов, разработка геолого-генетической модели оруденения в раннекембрийских карбонатных отложениях, выявление его поисковых предпосылок и признаков, в том числе на закрытых территориях, является актуальной задачей.

Степень достоверности и апробация работы. Основные выводы и положения диссертационной работы представлены в виде доклада на ряде российских конференций: VIII молодёжной научно-практической школы «Новое в познании процессов рудообразования» (ИГЕМ РАН, Москва, 2018); X Всероссийской научно-практической конференции с международным участием «Геология и минерально-сырьевые ресурсы северо-востока России» (СВФУ им. М.К. Амосова, Якутск, 2020); II и III молодёжной научно-образовательной конференции «Минерально-сырьевая база алмазов, благородных и цветных металлов – от прогноза к добыче» («ЦНИГРИ», Москва, 2021; 2022); XXXII Молодёжной научной школе-конференции, посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанова «актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии» (Карельский научный центр РАН, Петрозаводск, 2021), XI Международной научно-практической конференции «Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов» («ЦНИГРИ», Москва, 2022). Автором по теме диссертации опубликовано 7 статей и тезисов докладов, в том числе 4 статьи в журналах из списка ВАК.

Цель работы: выявление закономерностей распределения и локализации свинцово-цинкового оруденения в кембрийских карбонатных отложениях юго-восточной части Анабаро-Синской СФО.

Задачи работы:

1. Уточнение условий осадконакопления, фациального районирования и характера постседиментационных преобразований в ранне-среднекембрийских карбонатных отложениях северной части Алданской антеклизы.

2. Комплексная минералого-петрографическая, геохимическая и изотопно-геохимическая характеристика осадочных, магматических, вулканических, гидротермально метасоматических и рудных комплексов территории.

3. Анализ структуры геохимических полей участков наибольшего развития прямых признаков оруденения в долине рек Кетеме и Ботома.

4. Создание геолого-генетической модели свинцово-цинкового оруденения территории.

5. Разработка прогнозно-поисковой модели свинцово-цинкового оруденения в раннекембрийских карбонатных отложениях Анабаро-Синской СФО, прогнозная оценка территории на Pb-Zn оруденение.

Фактический материал, методы исследования, личный вклад автора. В основу работы положен материал, отобранный автором в ходе полевых работ, в рамках составления комплекта геологической основы листа Р-52 – «Якутск».

В основу геохимического изучения карбонатных пород территории положены основы методики диагностики карбонатных комплексов различных геодинамических обстановок Е.Ф. Летниковой [74-76; 137-139]. При изучении особенностей локализации оруденения автором использовались основы методики проведения поисковых работ масштаба 1:50 000 на основе комплексного подхода к петрографо-геохимическому изучению и картированию полей слабо проявленных гидротермально-метасоматических изменений пород, разработанная в ФГБУ «ВСЕГЕИ» [94-96].

Типизация оруденения проводилась на основе сравнения элементов прогнозно-поисковых моделей месторождений MVT-типа, разработанных коллективом ФГБУ ЦНИГРИ (Ручкин, 1984, Донец и др. 2017). Выделение петротипов породных комплексов производилось посредством петрографического изучения прозрачных шлифов (545 ед.), прозрачно-полированных шлифов (40 ед.) аншлифов (61 ед.) на оптическом микроскопе Leica DM2700P и ПОЛАМ Л-213М. Изучение состава тонкодисперсных руд, гипергенных образований и карбонатных минералов произведено методом рентгеноструктурного фазового анализа (350 измерений) на базе электронного микроскопа-микроанализатора модели MV 2300 с энергодисперсионным микроанализатором LINK Pentafet (Oxford Instx) в ЦИИ ФГБУ «ВСЕГЕИ» (аналитик Грузова Е.В.).

Химический состав пород определялся в ЦАЛ «ВСЕГЕИ» рентгеноспектральным флуоресцентным (силикатным) методом (XRF) на приборе «ARIEL-9800» (184 ед.). Микроэлементы U, Th, Ta, Nb, Zr, Hf, Rb, Sr, Li, Be, Sn, W, Mo, B, As, Sb, Ag, Bi, Pb, Zn, Cu, Ga, Ge, Sc, Ni, Co, Y (495 ед.) и редкоземельные элементы (345 ед.) определялись методом ICP-MS (прибор «ELAN-6100 DRC»).

Для оценки направленности процесса метасоматоза проведён расчёт баланса вещества в пределах зон метасоматических колонок гидротермально-изменённых пород с использованием атомно-объёмного метода [51] (25 ед.). Локальные изотопно-геохронологические исследования образцов магматических образований проведены в ЦИИ ФГБУ «ВСЕГЕИ» методом U-Pb изотопного Sims SHRIMP датирования по цирконам на мультиколлекторном вторично-ионном высокоразрешающем микронзонде SIMS SHRIMP-II (4 ед.).

Изотопно-геохимические исследования рудных и гидротермально-метасоматических образований проведены в ЦИИ ФГБУ «ВСЕГЕИ» и включали в себя определение изотопного состава С и О в карбонатных породах (15 ед.) на масс-спектрометре для изучения изотопии легких стабильных изотопов DELTA Plus и DELTA Plus XL.

Определение изотопного состава серы в сульфидах (10 ед.), свинца в сульфидах (4 ед.) и рудовмещающих породах (8 ед.) проведено в ЦИИ ФГБУ «ВСЕГЕИ» на термо-ионном изотопном мультиколлекторном масс-спектрометре TRITON TI (TIMS). Автор принимал непосредственное участие в проведении полевых работ с отбором образцов и описанием опорных разрезов в рамках составления комплекта геологической основы листа Р-52 – «Якутск», им самостоятельно выполнено описание петрографических шлифов, компьютерная обработка и интерпретация петрографо-геохимических и изотопных данных. Выбор методик и обобщение результатов проведены автором самостоятельно.

Обработка результатов изотопного датирования магматических образований чаро-синского комплекса проведена совместно с В.Е. Гузевым.

Научная новизна:

1. Получены новые данные о фациальной, формационно-генетической принадлежности карбонатных отложений юго-восточной части Анабаро-Синской СФО, дополнена их петрографическая характеристика, скорректированы границы стратиграфических подразделений и породных комплексов.

2. Выявлены прямые и косвенные признаки раннекембрийского этапа вулканической и эксгаляционной деятельности в пределах северо-восточной части Алданской антеклизы, ассоциированные с процессами раннекембрийского рифтогенеза в северо-восточной части Сибирской платформы.

3. Получены новые данные о фациальной и формационно-генетической принадлежности гидротермально-метасоматических образований, связанных с процессом формирования Палеовиллюйской грабен-рифтовой системы, дана их минералого-геохимическая и изотопно-геохимическая характеристика.

4. Выявлены региональные и локальные факторы накопления рудных элементов в раннекембрийских осадочных структурах.

Практическая значимость. Получены новые данные о слабоизученном районе развития свинцово-цинковой минерализации в пределах юго-восточной Якутии. Разработана геолого-генетическая модель оруденения, раскрывающая особенности и последовательность рудообразования. Подготовлена прогнозно-поисковая модель оруденения, на основе которой проведен прогнозно-минерагенический анализ территории. Результаты представляют практический интерес для геологоразведочных предприятий, занимающихся разработкой и поиском свинцово-цинковых месторождений.

На защиту выносятся следующие положения:

1. Свинцово-цинковое оруденение юго-восточной части Анабаро-Синской структурно-формационной области локализуется в кембрийских известково-доломитовых отложениях фации предрифового склона в дистальной (удаленной) части осадочного бассейна. Формирование повышенных концентраций Pb и Zn в рудовмещающих карбонатных отложениях связано с процессом осадконакопления, протекавшим при незначительном влиянии производных вулканической и эксгалиационной деятельности.

2. Стратиформное свинцово-цинковое оруденение приурочено к участкам проявления интенсивных апокарбонатно-кремнистых гидротермально-метасоматических изменений осадочных пород. Для этих участков характерна латеральная концентрическая зональность, представленная обширными по размерам периферическими ореолами эпигенетической доломитизации, которые к центру сменяются локальными телами гидротермалитов джаспероидного состава, образующими «ядро» зональности и контролирующими размещение рудной минерализации.

3. Оруденение расположенное в долинах рек Лена и Ботома, относится к «Миссисипскому» стратиформному свинцово-цинковому в карбонатных толщах геолого-промышленному типу. В структуре аномального геохимического поля рудоносные участки осадочных пород маркируются контрастными положительными мультипликативными аномалиями Pb-Zn-Ag-Mn состава. При этом центрально-рудные уровни вертикальной рудно-геохимической зональности выделяются контрастными аномалиями Pb и Zn. Надрудные уровни представлены положительными аномалиями стронция, обусловленными проявлением в осадочных породах эпигенетической кальцитизации, что может быть использовано в качестве минералого-геохимических индикаторов скрытого на глубине стратиформного свинцово-цинкового оруденения.

Содержание работы. Диссертация состоит из введения, **5 глав**, заключения. Объем работы составляет **224** страницы, она содержит **105** иллюстраций, **30** таблиц, **4** приложения. Список литературы включает **205** наименований. Первое защищаемое положение раскрывается в главе 2, второе положение в главе 3, третье защищаемое положение раскрывается в главах 4 и 5.

В первой главе дается характеристика представлений о генезисе и геолого-промышленной типизации месторождений MVT-типа, характеризуется геологическое строение территории, структурно-формационное и минерагеническое районирование отложений раннего палеозоя Сибирской платформы.

Во второй главе приводится петрографическая и литолого-геохимическая характеристика карбонатных отложений площади, раскрываются особенности распределения породообразующих, примесных и редкоземельных элементов, моделируется состав петрофонда питающей провинции и положение палеобассейна осадконакопления относительно области сноса, агент поступления вещества в бассейн.

В третьей главе излагаются результаты минералого-петрографических и геохимических исследований гидротермально-метасоматически измененных карбонатных и магматических образований, вещественных проявлений гидрогенно-инфильтрационных и диагенетических постседиментационных процессов. Обосновывается связь метасоматоза с рифтогенезом. Обсуждаются результаты изотопного U-Pb, датирования габбро-долеритов чаро-синского гипабиссального дифференцированного комплекса.

В четвертой главе приводятся результаты петрографических, геохимических и изотопных исследований руд, с выявлением текстурно-морфологических и минералого-геохимических особенностей. Приводятся результаты анализа строения аномального геохимического поля и его связи с постседиментационными процессами и зональностью оруденения с учётом уровня эрозионного среза.

В пятой главе на основе обобщения полученных результатов делаются выводы о генетическом и рудно-формационном типе оруденения, приводится геолого-генетическая модель формирования рудопроявлений свинцово-цинковой минерализации, приводится прогнозно-поисковая модель оруденения. Приводится локальный и региональный прогноз стратиформного свинцово-цинкового оруденения в карбонатных толщах MVT-типа.

Благодарности. Автор выражает благодарность научному руководителю д.г.-м.н. А.В. Молчанову за ценные консультации, содержательные обсуждения, помощь и поддержку в подготовке диссертации. Глубокую признательность за неоценимый вклад в исследовательскую деятельность и поддержку научных идей автор выражает к.г.-м.н. Н.А. Алфимовой (СПбГУ), д.г.-м.н. П.А. Игнатову («МГРИ»), к.г.-м.н. С.В. Кашину («ВСЕГЕИ»), к.г.-м.н. В.В. Кузнецову («ЦНИГРИ»), к.г.-м.н. В.И. Леонтьеву (ООО «Институт ГИПРОНИКЕЛЬ»), д.г.-м.н. А.В. Толстову (ФИЦ ЯНЦ СО РАН), д.г.-м.н. А.К. Худолею (СПбГУ), к.г.-м.н. В.В. Шатову («ВСЕГЕИ»). Автор благодарен коллективам отдела металлогении и геологии месторождений полезных ископаемых и отдела РГ и ПИ Севера Сибири ФГБУ «ВСЕГЕИ», сотрудникам НИГПАК «АЛРОСА» (ПАО) за предоставленную возможность участвовать в исследованиях, коллегам,

участвовавшим в полевых работах, пробоподготовке, обработке результатов полевых работ и лабораторно-аналитических исследований. Отдельно автор приносит благодарность А.А. Федоровой за постоянную моральную поддержку, понимание, помощь в оформлении работы.

ГЛАВА 1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ И РУДОНОСНОСТИ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АНАБАРО-СИНСКОЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЙ ОБЛАСТИ (СФО)

1.1 Генетическая классификация и характерные особенности геолого-промышленных типов месторождений свинца и цинка MVT типа

Свинцово-цинковые месторождения в осадочных толщах объединяют группы различных по составу и генезису месторождений, приуроченных к осадочным формациям с широким спектром карбонатных и обломочно-карбонатных, вулканогенных и терригенно-карбонатных пород. Наиболее распространенной как в современной отечественной, так и зарубежной литературе является разделение свинцово-цинковых месторождений, локализованных в осадочных породах, на четыре типа [13; 35; 37; 40; 41; 114; 152; 168-170; 179].

- Месторождения типа долины Миссисипи (*Mississippi-valley-type, MVT-mun*);
- Осадочно-эксталяционные месторождения (*Sedimentary-exhalative-type, SEDEX-type*);
- Месторождения, приуроченные к терригенным и терригенно-карбонатным толщам (*sandstone-hosted-type, SSH-type*);
- Месторождения формации свинцовых песчаников (*sandstone-lead-type, SSL-type*).

Месторождения *дистальных скарнов и свинцово-цинковые с серебром и золотом месторождения типа манто*, связанные с золото-медно-порфировыми и эпитермальными системами, также приурочены к осадочным карбонатным толщам, но в данной классификации не рассматриваются, ввиду очевидно отличных особенностей генезиса.

Оруденение SSH-типа и SSL-типов объединяют группу схожих по геолого-структурной позиции месторождений существенно галенитовой минерализации в базальных горизонтах терригенных и терригенно-карбонатных осадочных формаций [9; 144]. На текущий день месторождения SEDEX, SSH, SSL типов ввиду выраженного генетического подобия выделяются в единый тип месторождений, приуроченных к кластогенным породам (*Clastic-Dominated lead-zinc, CD-type*) [168; 170].

Месторождения MVT-типа и SEDEX-типа являются наиболее распространенными и важными типами свинцово-цинковых руд в осадочных толщах. Для них характерно значительное сходство классификационных признаков и геолого-генетических особенностей таких как температура формирования, принадлежность к схожим осадочным структурам и формациям, изотопно-геохимические параметры флюида, во многом схожие тектонические факторы контроля оруденения. Существенное различие между месторождениями MVT и SEDEX типов заключается в их формировании на разных этапах эволюции рудно-осадочных бассейнов, а также временном и пространственном взаимоотношении руд с рудовмещающими породными

комплексами. Месторождения SEDEX-типа формируются в конседиментационную или раннедиагенетическую стадию развития, в то время как месторождения MVT-типа в большинстве случаев несут отчетливые признаки эпигенетического характера рудной минерализации и оторваны по времени формирования от рудовмещающих толщ (рисунок 1.1). В то же время, часто отмечается пространственная и генетическая связь оруденения данных типов и их совместное нахождение в пределах одного осадочного бассейна на разных литолого-стратиграфических уровнях [22-24; 37; 40; 67; 105;172].

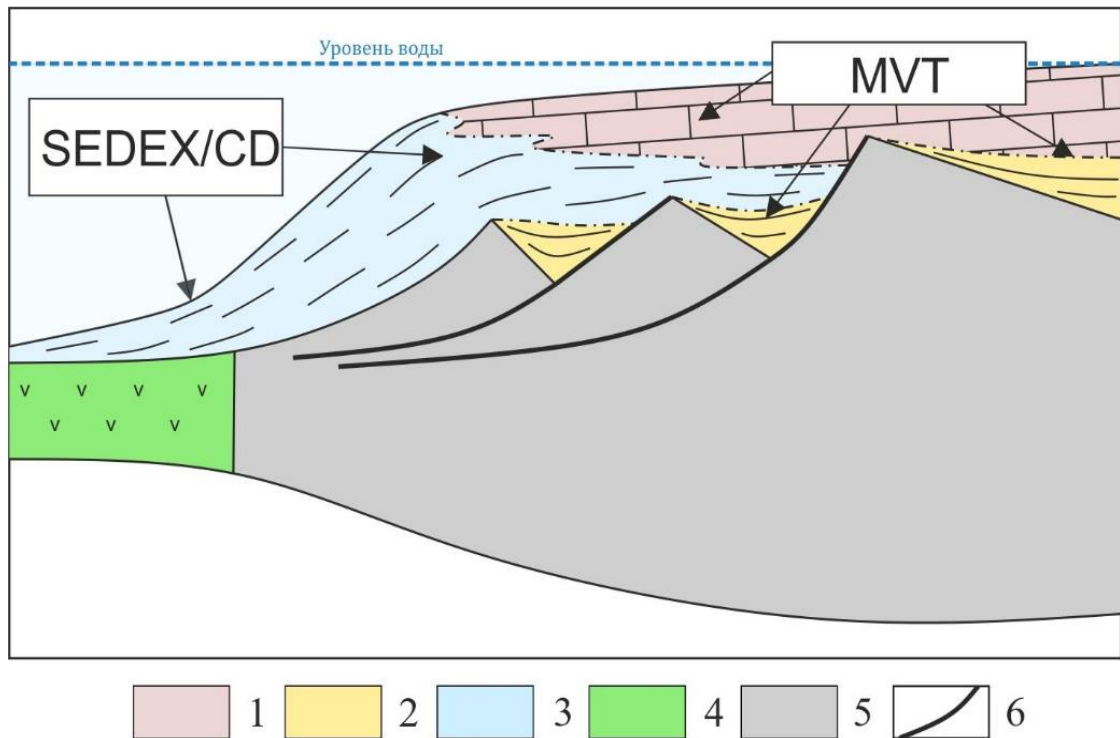


Рис. 1.1 Схематическое изображение структурной позиции месторождений MVT и SEDEX (CD)-типа в пределах осадочных бассейнов (по данным [172], с дополнениями)

Условные обозначения: 1 – карбонатный платформенный шельф; 2 – рифтогенные терригенно-карбонатные отложения; 3 – карбонатно-глинистые и терригенно-карбонатные отложения глубокого шельфа и континентального склона; 4 – кора океанического типа; 5 – кора континентального типа, 6 – разрывные нарушения.

Несмотря на широкий спектр общих классификационных признаков, месторождения MVT-типа обладают рядом индивидуальных закономерных различий и особенностей, из чего следует возможность их более подробной классификации. Данному вопросу посвящено значительное количество научных работ, выводы которых различаются тем, какой из генотипических признаков месторождений принимается в качестве основополагающего [31; 65].

В работах отечественных исследователей, таких как В.В. Архангельской и др. [2], Ю.В. Богданова, Э.И. Кутырева и В.Д. Конкина [13; 67; 73] в основе положены минералогеохимические особенности руд. В классификациях В.П. Феокистова [127], Н.С. Скрипченко [114-116], Ю.В. Давыдова [33] основное внимание уделяется различиям вмещающих оруденение осадочных и вулканогенно-осадочных формаций. Классификации В.И. Смирнова [121] и В.Е. Попова [103] базируются на генетических особенностях оруденения, а классификация

В.А. Перваго [89], Г.В. Ручкина [113; 114], А.Л. Галямова [31; 105] в основе имеет геотектонические и геодинамические особенности рудовмещающих комплексов. Значительная работа по классификации стратиформных месторождений MVT-типа проведена коллективом сотрудников «ЦНИГРИ» В.И. Смирновым, В.Д. Конкиным, А.И. Кривцовым, Г.В. Ручкиным, Н.Г. Скрипченко, А.И. Донцом и др, [37; 40; 65; 113; 114; 117-119]. Для стратиформных месторождений MVT-типа предлагается выделять несколько разновидностей, которые авторы сопоставляют с геолого-промышленными типами (рисунок 1.2), в том числе:

1. Свинцово-цинковые стратиформные месторождения в карбонатных толщах древних платформ:

- Свинцово-цинковые, локализованные в крупных конседиментационных внутриконтинентальных впадинах и надрифтовых депрессиях внутреннего шельфа древних платформ (*Миссиссипский тип*);

- Свинцово-цинковые с флюоритом, локализованные в крупных конседиментационных впадинах в пределах надрифтовых депрессий на внутреннем и внешнем шельфе пассивных континентальных окраин древних платформ (*Сарданский тип*).

2. Стратиформные свинцово-цинковые месторождения в карбонатных толщах молодых платформ:

- Барит-свинцово-цинковые, локализованные в крупных конседиментационных впадинах на внутреннем и внешнем шельфе пассивных окраин молодых платформ; (*силезско-краковский тип*).

3. Стратиформные свинцово-цинковые месторождения пассивных окраин микроконтинентов:

- Барит-свинцовые и свинцово-цинковые в крупных конседиментационных впадинах на внутреннем и внешнем шельфе пассивных окраин микроконтинентов (*миргалимсайский и шалкинский типы*);

- Пирит-барит-свинцово-цинковые в трахириолит-дацит-терригенно-известняково-доломитовой формации в рифтовых впадинах на внешнем шельфе пассивных окраин микроконтинентов (*Учкулачки тип*).

Данные типы стратиформных месторождений в карбонатных толщах имеют ряд отличительных черт таких как региональная геодинамическая, тектоническая и палеогеографическая позиции, литологический состав рудовмещающей осадочной формации, связь с пликативной и дизъюнктивной тектоникой, а также возраст формирования оруденения. Они составляют основу прогнозно-поисковых моделей месторождений данного типа. Подробная характеристики элементов прогнозно-поисковых моделей месторождений данных типов, их особенности и различия приводятся *текстовом приложении 1*.

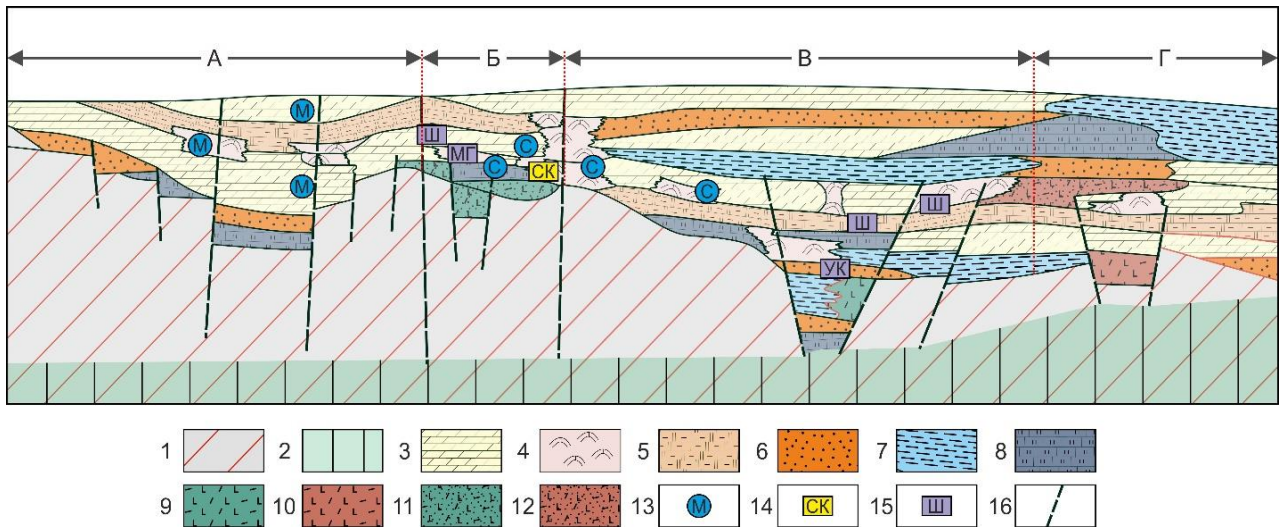


Рис. 1.2 Схема палеотектонической позиции геолого-промышленных типов месторождений MVT-типа (по данным [37; 65; 114] с авторскими дополнениями)

Условные обозначения: Тип коры: **1** – континентального и **2** – океанического типа; **3–12** – геологические формации: **3** – известняково-доломитовая, **4** – известняковая рифогенная, **5** – глинисто-карбонатная, **6** – терригенная (алеврито-песчаная), **7** – углеродисто-глинистая, **8** – глинисто-кремнистая, **9** – риолит-базальтовая натриевой серии, **10** – риолито-базальтовая натро-калиевой серии, **11** – вулканогенно-терригенная с вулканитами натриевой серии, **12** – вулканогенно-терригенная с вулканитами натро-калиевой серии; **13–15** – геолого-промышленные типы месторождений MVT-типа: **13** – месторождения в карбонатных толщах древних платформ; **М** – Миссисипский тип; **С** – Сарданский тип; **14** – месторождения в карбонатных толщах молодых платформ: **СК** – Силезско-Краковский тип; **15** – месторождения пассивных окраин микроконтинентов: **Ш** – шалкинский тип, **УК** – Уччулачский тип; **МГ** – Миргалимсайский тип; **16** – разрывные нарушения. Буквами обозначены условные области: **А** – внутриплитных прогибов платформенного чехла; **Б–Б–Г** – прогибы шельфа и склона континента; **В** – внешнего шельфа, **Г** – склона континента/шельфа задугового бассейна.

Следует отметить, что для элементов, приведенных ниже прогнозно-поисковых моделей, могут наблюдаться различия на уровне отдельных месторождений и рудных узлов одного типа, что обуславливается локальными особенностями тектонической и геодинамической позиции, литолого-формационными и геохимическими особенностями рудовмещающих комплексов. Сопоставление прогнозно-поисковых признаков моделей месторождений различных типов показывает, что они обладают рядом характерных отличительных черт, общих для всего формационного типа [37; 41; 105; 115-115; 117-119; 171; 179].

Среди них можно выделить следующие признаки, являющиеся атрибутивными для месторождений MVT-типа:

1. Закономерная приуроченность всех месторождений к карбонатным отложениям с преобладанием доломитов, известняков, в том числе битуминозных, реже известковых песчаников и калькаренитов.
2. Син-эпигенетический характер оруденения.
3. Отсутствие прямой связи оруденения с проявлениями магматизма или отсутствие признаков рудоматеринского и рудогенерирующего характера ассоциированных с оруденением магматических образований (за исключением уччулачского типа) [38].

4. Простой и выдержанный минеральный состав рудной минерализации, представленной преимущественно сфалеритом, галенитом, пиритом, марказитом, при меньшей распространенности барита и флюорита.

5. Широкое разнообразие текстурно-морфологических особенностей руд от прожилковых и прожилково-вкрапленных до прожилково-гнездовидных, гнездовидных к массивным, колломорфным, брекчиевым и брекчиевидным. Широкая вариация структур руд от тонко- до крупнозернистой.

6. Приуроченность оруденения к платформенным карбонатным осадочным формациям, сформированным в краевых частях осадочных бассейнов.

7. Стратифицированный характер оруденения.

8. Низкотемпературные изменения вмещающих пород, представленные вторичной доломитизацией, баритизацией, кальцитизацией, реже окварцеванием, развитием структур метасоматического выщелачивания и карстообразования.

9. Низкие температуры рудогенерирующего флюида, обычно составляющие от 75 до 250 °С.

10. Связь оруденения с миграцией катагенетических бассейновых рассольных вод, пространственная связь оруденения с краевыми частями крупных гидрогеологических и нефтегазоносных бассейнов.

11. Региональный площадной характер развития прямых и косвенных признаков оруденения в пределах осадочного бассейна.

12. Существенно коровые источники рудных элементов и серы сульфидов.

13. Основными элементами контроля оруденения в масштабах рудного узла являются разломы и трещины, брекчии обрушения при растворении (горячий карст) [66; 79; 177] и зоны контактов литологических разностей в осадочных карбонатных породах.

В то же время, наблюдаются и закономерные различия в региональной тектонической позиции и особенностях литологического состава вмещающих пород, обуславливающие как минералого-геохимические, так и структурно-морфологические признаки различных типов месторождений MVT типа.

Таким образом, среди стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах выделяется 6 геолого-промышленных типов месторождений, имеющих ряд отличительных особенностей, которые могут быть использованы при прогнозно-металлогенических исследованиях и при составлении поисковых моделей оруденения, типизации изучаемого объекта.

1.2. Положение стратиформного Pb-Zn оруденения территории в структурах геологического строения и металлогенической зональности Восточно-Сибирской платформы и сопредельных территорий

Стратиформное свинцово-цинковое оруденение широко распространено в периферийных карбонатных бассейнах пассивной окраины Сибирской платформы. В её пределах известные месторождения и рудопроявления данного типа формировались в период с раннего рифея по ранний ордовик, и известны как в пределах современных форландов складчато-надвиговых систем, так и в незначительно деформированных синеклизах в краевых частях платформы.

Месторождения MVT-типа позднерифейского возраста известны на юге Восточной Сибири, где локализованы в отложениях пассивной окраины континента. Данная территория относится к Байкальской минерагенической провинции. Область развития Pb-Zn минерализации объединяется в Предбайкальско-Патомскую минерагеническую зону [128]. Она протягивается узкой полосой вдоль западного берега озера Байкал на юге до Пеледуйско-Дюлюнг-Уранской зоны разрывных нарушений на севере во внешней зоне Байкальского складчатого пояса, в зоне сочленения Нюйского и Предбайкальского краевых прогибов с Ангаро-Ленской моноклизой. В её пределах локализовано около 35 рудопроявлений свинца и цинка, а также разведано 1 месторождение (Озерное). Данное оруденение относится к Сарданскому геолого-промышленному типу.

В венд-раннекембрийских карбонатных отложениях восточной окраины Сибирского континента также широко проявлена полиметаллическая минерализация. Наиболее крупные и перспективные объекты MVT-типа расположены в пределах Кыллахской минерагенической зоны. В её пределах известно около 28 рудопроявлений и три крупных месторождения свинца и цинка – Сардана, Уруй и Перевальное. Оруденение локализовано в вендских карбонатных и терригенно-карбонатных отложениях сарданской свиты [17; 100; 105] и относится к Сарданскому геолого-промышленному типу.

На северо-востоке Сибири, в зоне сочленения Восточно-Сибирской и Верхояно-Колымской минерагенических провинций известны рудопроявления и пункты минерализации свинца и цинка MVT-типа в пределах Хараулахского и Туора-Сисского поднятий [14; 22; 23; 81]. Они сосредоточены в пределах узкой полосы выходов раннего кембрия в северной части форланда Верхояно-Колымской складчатой системы. Всего на площади выявлено два рудопроявления и несколько сопутствующих пунктов минерализации, объединяемые в Туора-Сисскую потенциальную минерагеническую зону [22; 81]. Оруденение вмещается глинистыми доломитами, битуминозными известняками тюсерской и сэктенской свит раннего кембрия. Наиболее крупное рудопроявление – Мэнгэнилэр, включает три линзообразных тела мощностью

1–3 м и протяженностью 70–140 м. Данное оруденение также относится к Сарданскому геолого-промышленному типу.

На юго-западе Восточно-Сибирской платформы в пределах Байкитской антеклизы в раннепалеозойских отложениях пассивной окраины известно 18 рудопроявлений и одно среднее месторождение Тычанское. Они объединяются в Тычанско-Столбовскую минерагеническую зону и приурочены к песчанистым доломитам и известнякам, оолитовым доломитам пролетарской и чуньской свит раннего ордовика [16; 29]. Учитывая расположение рудовмещающих отложений в пределах Байкитской антеклизы, к востоку от байкальских складчато-надвиговых сооружений Енисейского кряжа, оруденение может рассматриваться как объект миссисипского типа.

Рассматриваемое в данной работе свинцово-цинковое оруденение в бассейне реки Лена не имеет отражения в структурах минерагенического районирования Восточно-Сибирской провинции [68] и до текущего момента оставалось практически не изученным (рисунок 1.3). Предшественниками фрагментарно изучалась свинцово-цинковая минерализация территории в рамках работ по составлению геологических карт масштаба 1:200 000 [196; 197; 200; 205], в ходе которых были выявлены рудопроявления Кетеме и Куччугуй-Кетеме (Сульфидное). На рудопроявлениях были обнаружены остатки старой штольни, в которой местное население вело кустарную добычу металлов. Предшественники пришли к выводу, что данные проявления имеют гидротермально-метасоматический характер, и связаны с интрузиями долеритов чаро-синского комплекса, отмечая при этом стратифицированный характер околорудных изменений. К сожалению, в ходе проходки канав и шурфов предшественниками были проведены также и взрывные работы, в результате которых осыпалась значительная часть стенки коренного берега реки Лена, что затруднило доступ к выходам свинцово-цинковых руд непосредственно в пределах рудопроявлений.

В ходе поисковых работ на марганец на левобережье р. Лена сотрудниками Ленской ГРП [203] было выявлено более широкое распространение свинцово-цинковой с марганцем минерализации на лево- и правобережье реки Лена в районе устья рек Кетеме, Куччугуй-Кетеме, а также р. Лабыйя. В частности, было обнаружено аналогичное по строению вышеупомянутым рудопроявление Большое Кетеме в 4 км выше устья реки Кетеме. С поверхности надпойменной террасы р. Лена в районе рудопроявления Сульфидное были пробурены две неглубокие скважины, вскрывшие пластовые интенсивно окисленные руды и брекчии обрушения. Авторами сделан вывод о гидротермально-метасоматическом происхождении руд и впервые высказано предположение о гидротермально-метасоматическом характере вмещающих доломитов (последние в отчетах именовались как «криптокарбонатиты» [203]).

Таким образом, в пределах Сибирской платформы известно три крупных, два средних месторождения и 88 рудопроявлений свинца и цинка MVT-типа в карбонатных толщах рифея, венд-кембрия и раннего ордовика. Они относятся к четырем минерагеническим зонам в юго-западной, южной, восточной и северо-восточной частях пассивной окраины континента и в основном приурочены к форландам байкальских или киммерийских складчатых поясов.

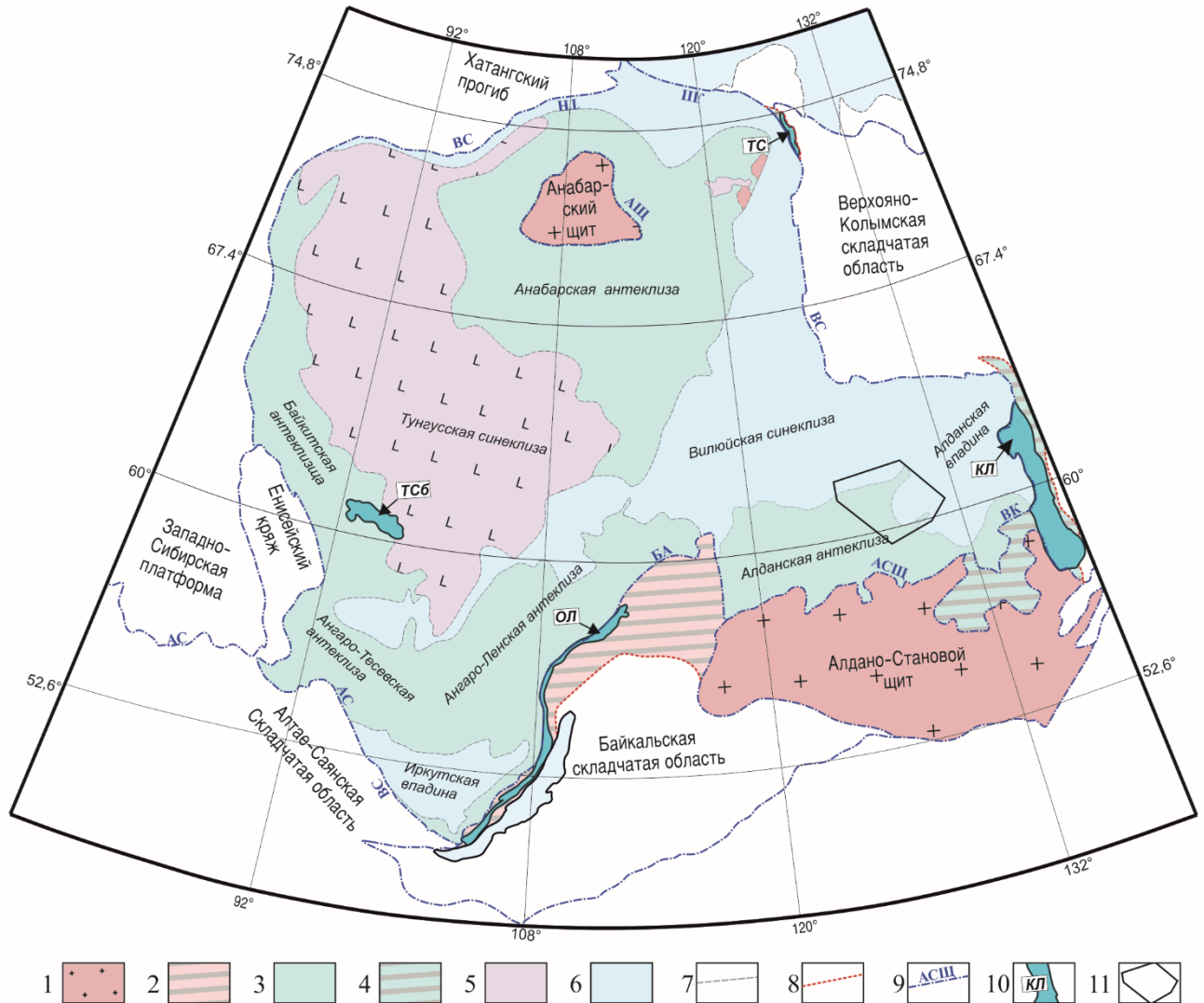


Рис. 1.3 Схема размещения минерагенических зон с свинцово-цинковым оруденением MVT-типа в пределах рифей-раннепалеозойских отложений Сибирской платформы и её складчатого обрамления

Условные обозначения: 1 – выступы кристаллического фундамента; 2 – рифей-вендские отложения пассивной окраины Сибирского континента в пределах Байкальской складчатой области; 3-4 – венд-раннепалеозойские карбонатные отложения Сибирского континента: 3 – в пределах Восточно-Сибирской платформы, 4 – в пределах Верхояно-Колымской складчатой области; 5 – Области развития покровных пермско-триасовых траппов; 6 – отложения мезозойского и кайнозойского возраста. 7 – границы структурно-геодинамических подразделений; 8 – границы распространения отложений рифей-раннепалеозойской пассивной окраины Сибирского континента в пределах его складчатого обрамления; 9 – границы минерагенических провинций и их наименования: БА – Байкальская; АС – Алтае-Саянская; ВС – Восточно-Сибирская; ЗС – Западно-Сибирская; АЩ – Анабарский щит, АСЩ – Алдано-Становой щит; ВК – Верхояно-Колымская; ТН – Таймырско-Новоземельская; 10 – Свинцово-цинковые минерагенические (в том числе потенциальные) зоны с стратиформным оруденением MVT-типа. Буквами обозначены: ОЛ – Предбайкальско-Патомская минерагеническая зона; КЛ – Кыллахская минерагеническая зона; ТС – Туора-Сисская потенциальная минерагеническая зона; ТСб – Тычанско-Столбовская минерагеническая зона; 11 – позиция исследованной площади.

1.3. Геологическое строение и структурно-формационное районирование венд-кембрийских карбонатных отложений Сибирской платформы

Стратиграфии и литологическим особенностям карбонатных отложений раннего палеозоя юго-востока Сибирской Платформы посвящено значительное количество работ специалистов по литологии, стратиграфии и палеонтологии [6; 15; 17; 42; 50; 53-55; 75; 77; 80; 82; 93; 103; 109; 115; 124]. Значительная часть фациально-палеогеографических реконструкций ранне-среднекембрийского бассейна [17; 93; 124] опирается на выделение в его пределах трёх различных генетических типов отложений, выделяемых в отдельные структурно-формационные области (далее СФО) в соответствии с моделями реконструкции раннекембрийского палеобассейна (рисунок 1.4).

1. Турухано-Иркутско-Олекминская СФО объединяет площадь распространения соле- и сульфатоносных отложений в юго-западной части Сибирской платформы.

2. Анабаро-Синская СФО объединяет территорию распространения мелководных окраинно-шельфовых карбонатных отложений с органогенными постройками, протягивающихся тонкой полосой с северо-запада на юго-восток. В литературе часто упоминается как область разрезов переходного типа.

3. Юдомо-Оленекская СФО объединяет область развития черносланцевых открыто-морских отложений на северо-востоке Сибирской платформы.

Приуроченность терригенно-флишоидных, авлакогенных терригенно-карбонатных известковых отложений северной части полуострова Таймыр к Восточно-Сибирскому бассейну остается нерешенным вопросом [14; 46; 47]. Значительная часть раннепалеозойских отложений на текущий момент не доступна для изучения ввиду их перекрытия мощными терригенными и прибрежно-морскими отложениями мезо-кайнозойского возраста и триасовыми покровными траппами.

Рассматриваемые в работе карбонатные отложения ранне-среднекембрийского возраста относятся к Анабаро-Синской СФО и имеют сложное внутрiformационное зонирование. Существует несколько схем формационного районирования карбонатных отложений территории. Связано это с тем, что слагающие разрез рифогенные образования с ходом времени постепенно проградуировали к северо-востоку в условиях глобальной трансгрессии, а затем резко сместились к востоку [15]. Это привело к неравномерному смещению границ фациальных обстановок осадконакопления и диахронности границ стратиграфических подразделений. Главными элементами структурно-формационного районирования отложений раннего-среднего кембрия Анабаро-Синской СФО являются две разновозрастных полосы рифовых и рифогенных построек: первая – раннекембрийская, разрозненная полоса органогенных построек, известная как Сахайская органогенная полоса [44, 77] или Западно-Якутский барьерный рифовый комплекс

[9; 15; 17; 61; 91] (рисунок 1.5). Вторая – ранне-среднекембрийский Танхайско-Устьмильский рифовый комплекс. Данные комплексы считаются наиболее древними рифогенными образованиями юго-восточной части Сибирской платформы и именно с их эволюцией связана история геологического развития и выделение границ структурно-формационных подразделений.

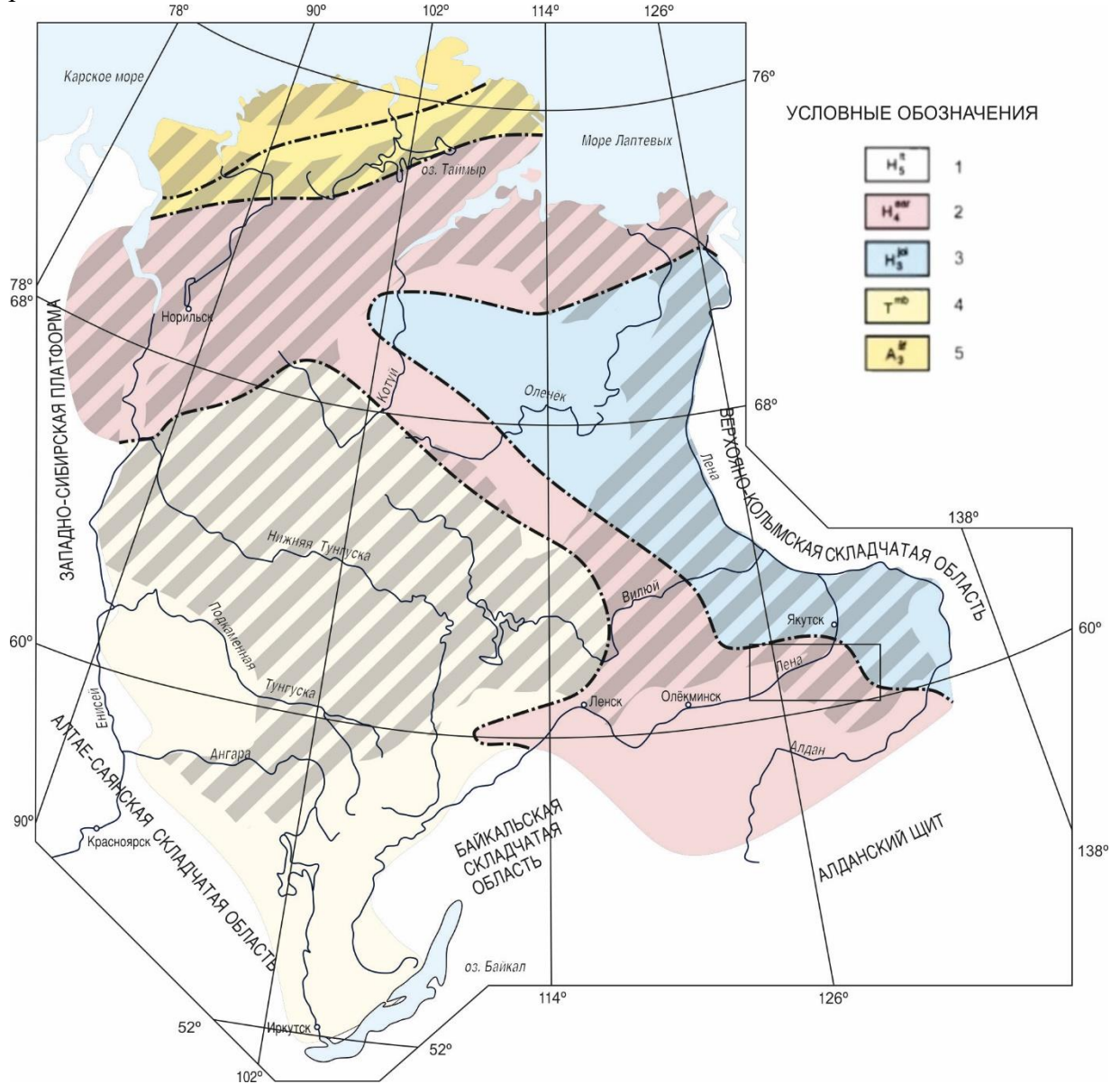


Рис. 1.4 Палеогеографическая схема для раннего и среднего кембрия Восточно-Сибирской платформы и Таймыра (на основе данных [77] с авторскими дополнениями)

Условные обозначения: 1 - Сульфато- и соленосные лагунные отложения. 2 - Рифогенные преимущественно доломитовые отложения. 3 - Терригенно-карбонатные, известняковые. 4 - Терригенно-флишеидные отложения; 5 - Авлакогенные терригенно-карбонатные, известковые отложения. Серой полупрозрачной штриховкой обозначены области перекрытия раннепалеозойских отложений более молодыми.

Время развития и отмирания Западно-Якутской барьерной рифовой системы ограничено томмотским ярусом нижнего кембрия и аюссоканским ярусом среднего кембрия. В ходе томмотского и в начале атдабанского века осадочный бассейн представлял собой обширное мелководное эпиконтинентальное море, в пределах которого на широкой площади

формировались карбонатные ритмиты и глинистые отложения *пестроцветной свиты* [27; 28; 197].

Зарождение рифовой системы происходит в середине атдабанского века в виде мелководной банки, положение которой контролировалось зоной сочленения двух крупных морфоструктур фундамента платформы: Алдано-Ленским поднятием и Амгинским выступом.

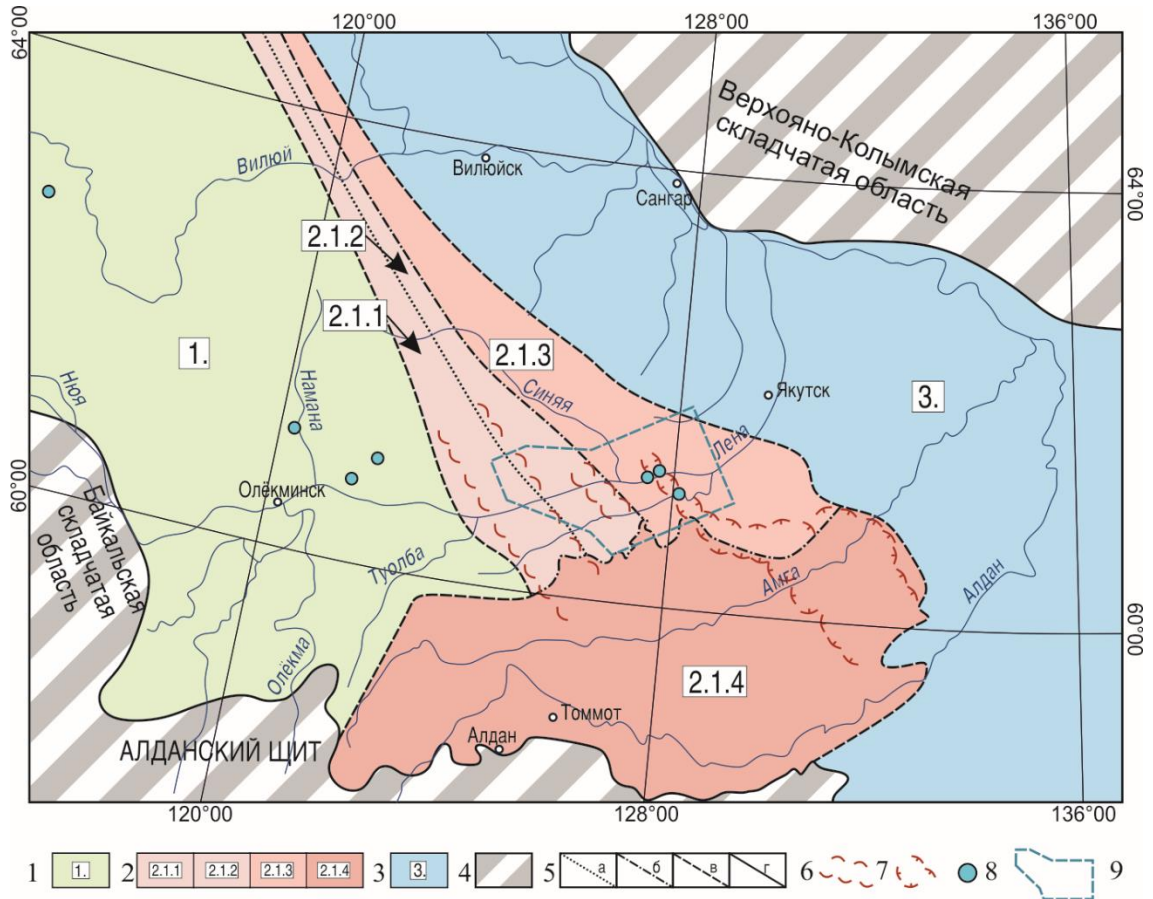


Рис. 1.5 Схема структурно-формационного районирования раннекембрийских отложений юго-восточной части Восточно-Сибирской платформы (на основе данных [197] с авторскими дополнениями)

Условные обозначения: 1 – Турухтано-Олекмо-Иркутская СФО, 2 – Анабаро-Синская СФО: 2.1.1 – Малыканская СФПЗ; 2.1.2 – Мухаттинская СФПЗ (Толбо-Мухаттинская СФЗ); 2.1.3 – Синско-Ботомская СФЗ; 2.1.4 – Амгинская СФЗ; 3. – Куонамская СФЗ; 4 – Область отсутствия раннекембрийских отложений. 5: Границы структурно-формационных подразделений. А – границы Восточно-Сибирской платформы; Б – Границы СФО; В – границы СФЗ; Г – границы СФПЗ; 6-7 – границы распространения раннекембрийских рифовых отложений: 6 - Западно-Якутский барьерный рифовый комплекс, 7 – Танахайско-Усть-Мильский риф. 8 – рудопоявления свинца и цинка, 9 – контур площади исследования.

Постепенно обособлявшиеся рифовые фации проградуировали в северо-восточном направлении. Слагающие данные комплексы породы объединяются в *Туолбо-Мухаттинскую СФЗ*, и распространены на водоразделе р. Ботома и Лена, протягиваясь в северо-западном направлении, перекрываясь чехлом юрских отложений на севере. В пределах данной СФЗ выделяются две структурно-формационных подзоны (далее СФПЗ). В Мухаттинской СФПЗ пестроцветные отложения относятся не только к томмотскому, но и атдабанскому времени и характеризуются интенсивной вторичной доломитизацией верхних частей разреза, а рифогенные отложения относятся к раннему ботомскому времени. Они представлены *пестроцветной свитой*

и *мухаттинской толщей* соответственно. В пределах Малыканской СФПЗ пестроцветные отложения распространены только в пределах томмотского яруса, в то время как в атдабанское время здесь формируются рифовые постройки *нохоройской, чуранской и еловской толщи*. В конце атдабанского и начале ботомского времени на площади подзоны формируются мелководно-морские отложения *унгелинской и толбачанской свит*, также включающие незначительные по параметрам биогермные постройки. К сожалению, история развития рифовых отложений в постботомское время не известна, так как отложения этого возраста не сохранились. Предполагается, что проградация рифовых отложений к северо-востоку продолжалась вплоть до амгинского века, когда восточнее отмершего Западно-Якутского рифа сформировался Танхайско-Устьмильский ранне-среднекембрийских рифовый комплекс [17; 124; 197].

Внешняя зона карбонатных рифогенных отложений характеризуется выдержанным стратифицированным разрезом, развивавшимся в условиях предрифового склона. Она объединяется в *Синско-Ботомскую СФЗ*. Пестроцветные отложения также развивались здесь в томмотское и атдабанское время. В ботомское время в пределах зоны формируется глинистые известняки и доломиты *переходной свиты*, битуминозные сланцеватые аргиллиты и известняки *синской свиты*, слабобитуминозные известняки *куторгиновой свиты*. Отложения тойонского яруса сложены мощной толщей известняков, доломитизированных известняков и массивных доломитов *кетеменской и титаринской свит*. В конце тойонского яруса раннего кембрия и начале амгинского яруса среднего кембрия формируются органогенно-обломочные известняки и доломиты, карбонатные брекчии *еланской свиты*. К концу амгинского века территория представляет собой открыто-морской бассейн с некомпенсированным прогибанием (иникано-куонамский доманикоидный комплекс), в пределах которого формируются известняки, реже доломиты, мергели и карбонатные алевролиты *кычикской свиты* и ритмичные известково-глинистые отложения *усть-ботомской свиты*. Следует отметить, что ряд исследователей указывают на возможность отнесения данных образований к периферийной части отложений Юдомо-Оленёкской СФО, однако данные толщи плохо охарактеризованы литологически и фаунистически, отчего вопрос их формационной принадлежности пока остается открытым [17; 27; 28; 124; 197].

Южнее полосы барьерных рифов отмечена площадь распространения мелководно-морских отложений, выделяемых в Амгинскую СФЗ. Пестроцветные отложения в её пределах отлагались в томмотском ярусе, постепенно сменяясь атдабанскими карбонатными биоритмитами *тумулдурской свиты*, локально представленными в южной части изучаемой площади. Данный фациальный переход проходил постепенно, в результате чего границы пестроцветной и тумулдурской свит имеют разный стратиграфический объём, а мощности разрезов в восточных и западных частях различны.

В конце атдабанского, начале ботомского века территория Амгинской СФЗ представляла собой зону развития органогенных построек сложной формы, называемую рядом исследователей рифоид [44; 50; 77; 199], представляющий обширный мелководный бассейн с редкими органогенными постройками и преимущественно свободным водообменом с открытым морем. Данному этапу соответствуют доломиты, известняки и мергели *унгелинской* и *олёкминской свит*. Изолированные биогермы периодически осушались, не выполняя роль фациального барьера, просуществовав, как минимум, до конца ботомского века [53-55], в котором территория испытывает региональное погружение и трансформируется в погружённую мелководно-морскую банку, в пределах которой колебания уровня моря приводят к формированию в тойонское, амгинское и аюсокканское время органогенно-обломочных, отложений с подчиненным количеством глинистых известняков *барылайской*, *хомустахской*, *амгинской свит* раннего-среднего кембрия и *танхайской свиты* среднего кембрия.

Таким образом, однообразный открыто-морской режим, господствовавший в пределах всей площади в томмотское время сменяется в атдабанское время рифогенной обстановкой на большей части площади. Обособление рифовых фаций и дифференциация обстановок на зарифовые, рифовые и предрифовые происходит неравномерно, что обуславливает диахронность границ стратиграфических подразделений и фациальные различия в пределах разных участков изучаемой территории. В ранне-ботомское время, формирующийся карбонатный риф постепенно проградуирует в северо-восточном направлении, достигая на этом этапе наибольшего развития. К северо-востоку и к юго-западу от рифа формируются соответственно фации рифового склона и зарифовые мелководные отложения. На юге площади в мелководно-морских условиях формируются серии периодически затопляемых биогермных массивов при сохранении водообмена с открыто-морским бассейном. Однако уже в это время отмечаются признаки грядущей фациальной перестройки с неминуемым отмиранием Западно-Якутского барьерного рифа. В тойонское время на севере территории ещё продолжал существовать рифовый массив, выполняющий роль структурного барьера, в то время как на юге всё большее развитие получают органогенно-обломочные фации, образуя мелководно-морскую отмельную банку. Западно-Якутский барьерный риф прекратил свое существование в амгинское время, уступив место Танхайско-Устьмильскому рифу. К концу амгинского века обстановка на севере сменилась на относительно глубокий открыто-морской шельф.

1.4. Геологическое строение и литологический состав пород юго-восточной части Анабаро-Синской СФО

Изучаемая в работе площадь располагается в юго-восточной части Восточно-Сибирской платформы в зоне сочленения двух крупных тектонических структур: Алданской антеклизы

(Среднеленской Моноклизы) и Вилуйской синеклизы. В строении фундамента территории преобладают архейские биотит-плагиоклазовые гнейсы и биотит-амфиболовые плагиогнейсы, вскрываемые скважинами на глубинах от 200 м на юго-западе до 600 м на северо-востоке площади (рисунок 1.6).

1.4.1. Раннекембрийские карбонатные отложения восточной части Толбо-Мухаттинской СФЗ

Нохоройская толща (Є_{1nh}) локально распространена в среднем течении р. Ботома и на р. Лена в районе п. Нохорой и представляет строматолитовый биогерм, проградуировавший к северо-востоку. Согласно залегает на пестроцветной свите. В пределах участка исследований входит крайней восточной частью. Опорным для территории является разрез на р. Ботома выше устья р. Илин-Кынат [28]. В основании наблюдается чередование слоев пелитоморфных и тонкозернистых желтовато-серых параллельно-слоистых известняков и известковистых желтовато-серых, пятнистых, местами строматолитовых доломитов, на которых залегает монотонная пачка пелитоморфных коричнево-серых, плитчатых известняков. Суммарная мощность свиты на опорном разрезе 43 м. Фациальные изменения толщи заключаются в замещении доломитов известняками в западных частях выходов и увеличения мощности до 80 м.

Чуранская и еловская толщи нерасчлененные ($\text{Є}_{1\check{c}r-el}$) надстраивают разрез нохоройской толщи и сложены разнообразными водорослевыми органогенными и органогенно-обломочными породами рифогенной природы. Они локально распространены в бассейне р. Лена и р. Ботома на западе изучаемой площади. Опорными для территории является разрез, описанный в долине р. Ботома выше р. Нялыкталах. В нижней части разреза наблюдаются доломиты желтовато-серые, пятнистые толстоплитчатые, массивные, местами оолитовые, мелкозернистые, реже тонкозернистые до пелитоморфных с прослоями доломитистых песчаников с глауконитом. В кровле наблюдается слой известняков светло-серых с прослойками глауконита. Фациальные различия разрезов установлены плохо ввиду линзовидного характера распространения отложений толщи, выраженного фациального замещения границ с пестроцветной и тумулдурской свитами и неравномерного характера проявления вторичной доломитизации, затушевывающего зоны перехода между подразделениями. *Толбачанская свита* (Є_{1tl}) широко распространена в бассейнах рек Лена, Ботома и Туолба. Согласно залегает на нижележащих отложениях пестроцветной свиты и еловской толщи. В пределы изучаемой территории входит восточной частью площади распространения и локально обнажена на левобережье р. Лена. Представлена толщей чередования доломитов желтовато-серых, серых до белых тонкоплитчатых, плитчатых, иногда волнисто-полосчатых, водорослевых доломитов, включая и

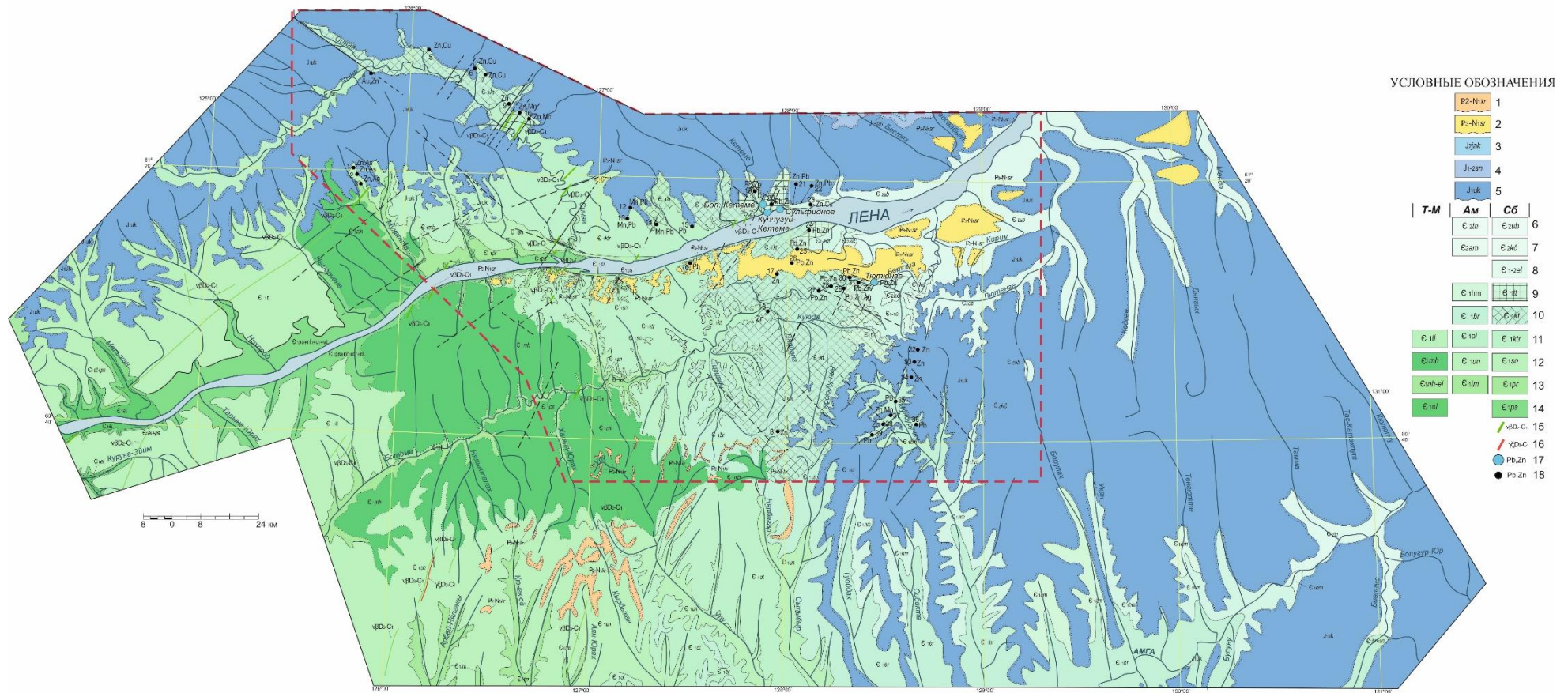


Рис. 1.6 Обзорная геологическая карта территории междуречья рек Лена и Амга (на основе данных [27; 28; 195-197; 203; 204] с дополнениями)

Условные обозначения: 1-2) Кайнозойские отложения: 1 – кырбыканская толща: аллогенные коры выветривания, 2 – сырсарская толща: гравелиты, песчаники, глины, бурые железняки; 3-5) Ранне-среднеюрские отложения: 3 – якутская свита: песчаники, алевролиты, прослои бурых углей, 4 – сунтарская свита – песчаники, алевролиты, 5 – укугутская свита – галечники, песчаники, алевролиты; Сб – Синско-Ботомской зона: 6 – усть-ботомская свита, 7 – кычинская свита; 8 – еланская свита; 9 – титаринская свита; 10 – кетеменская свита; 11 – куторгиновая свита; 12 – синская свита; 13 – переходная свита; 14 – пестроцветная свита; Ам – Амгинская зона: 6 – танхайская свита, 7 – амгинская свита, 9 – барылайская свита, 10 – хомустахская свита; 11 – олёмминская свита; 12 – унгелинская свита; 13 – тумулдурская свита; Т-М – Толбо-Мухатгинская зона: 11 – толбачанская свита, 12 – мухатгинская толща; 13 – нохойская, чуранская и еловская толщи, 14 – эльгянская свита; 15 – дайки долеритов и габбро-долеритов чаро-синского окомлекса; 16 – дайки граносиенитов чаро-синского комплекса, 17 – рудопроявления Pb-Zn; 18 – пункты минерализации Pb-Zn. Красным контуром отмечены границы схем тектонического и глубинного строения, ГМ зональности (Рисунок 5.5-5.7), карты закономерностей размещения Pb-Zn минерализации (рисунок 4.4).

горизонты глинистых известняков и доломитов светло-желтых, зеленовато-серых, красно-бурых плитчатых, тонкоплитчатых, пелитоморфных, тонкозернистых и доломитистых мергелей.

Мощность слоев варьирует от 0.5 до 1.5 м. Общая мощность свиты 140 м. Фациальные различия свиты заключаются в увеличении частоты и мощности слоев известняка и мергеля в восточном направлении. Для свиты характерна кавернозность доломитистых пород и редкие маломощные прослои гипса и ангидрита [27].

Мухаттинская толща (Є_{1mh}) объединяет разнообразную по литологическому составу толщу рифогенных пород, интенсивно подверженных вторичной доломитизации. По этой причине для нее характерна значительная диахронность границ и сложные фациальные взаимоотношения с одновозрастными свитами. Опорным для территории является разрез в долине р. Лена у западной границы изучаемой площади в нескольких километрах вниз по течению от пос. Кытыл-Дюра. В основании разреза наблюдаются пласты доломитизированного, пятнистого, светло-желтого. На нем залегают доломиты, доломитизированные известняки массивные, тонкослоистые, иногда оолитовые, светло-серые, пятнистые, тонко-мелкозернистые. В целом породы свиты характеризуются интенсивной кавернозностью. Общая мощность разреза составляет около 93 м. Фациальные различия свиты значительны. В долине р. Харыя-Юрях мощность свиты увеличивается до 170-225 м. Граница толщи диахронна с ярко выраженным омоложением в восточном направлении. В верхней части водораздела рек Амга и Ботома наблюдается замещение отложений мухаттинской толщи унгелинской, олёкминской свитой, а в верховьях р. Налбагар – кетеменской свитой [27; 28; 195-198; 200; 205].

Карбонатные отложения Толбо-Мухаттинской СФЗ формировались в интервал от томмотского до ботомского ярусов раннего кембрия и характеризуются развитием фаций карбонатного рифа и ближнего зарифового шельфа с ограниченным и свободным водообменом. Геологический разрез характеризуется выраженной фациальной неоднородностью и линзующимся характером распространения стратиграфических подразделений.

1.4.2. Ранне-среднекембрийские карбонатные отложения Синско-Ботомской структурно-формационной зоны (СФЗ)

Пестроцветная свита (Є_{1ps}) объединяет комплекс отчетливо слоистых глинисто-карбонатных и карбонатных пестроцветных отложений (рисунок. 1.7). Распространена на северо-западе территории в коренных выходах на р. Лена выше устья р. Синяя и на р. Ботома выше устья р. Кыра-Тас. В коренных выходах обнажается только верхняя часть разреза свиты. Опорным для Синско-Ботомской СФЗ является разрез, вскрытый скважинами у пос. Синск [27; 28; 197].

В основании свиты наблюдается пачка мергелей красно-бурых с подчиненными прослоями серых афанитовых известняков мощностью 54 м. Выше залегают пачки прослаивания

красно-бурых известково-доломитовых мергелей и серых, розоватых известняков мощностью 36 м. Выше наблюдаются пачки переслаивания известняков светло-серых до розоватых, пятнистых, водорослевых и красных доломитов с редкими прослоями конгломератовидных известняков мощностью 14 м. На ней залегает пачка переслаивания красно-розовых афанитовых известняков и доломитовых мергелей сланцеватых мощностью 25.6 м. Венчает разрез пачка частого переслаивания красных доломитовых мергелей и светло-серых известняков.

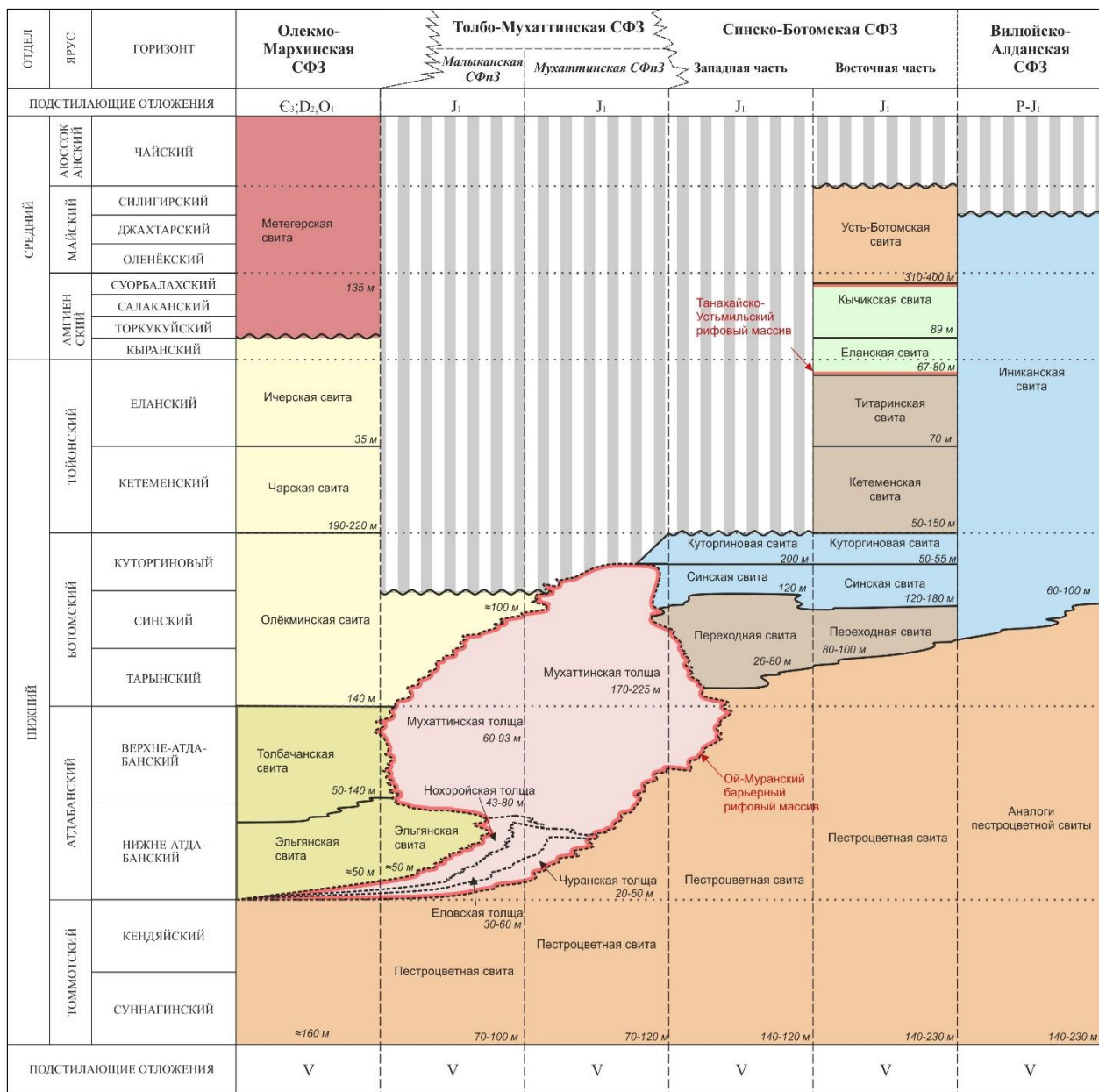


Рис. 1.7 Схема сопоставления и корреляции разрезов Олекмо-Мархинской, Туолбо-Мухаттинской, Синско-Ботомской и Вилуйско-Алданской СФЗ юго-восточной части Сибирской платформы (на основе данных [17; 124; 196; 197] с авторскими дополнениями)

Суммарная мощность опорного разреза составляет 153 м. Свита характеризуется площадным распространением. Пласты имеют выдержанную мощность, а некоторые из них имеют свои устоявшиеся названия (Саккырский – 23.4 м от кровли и Хопчунский – 42 м от кровли) и являются региональными реперными горизонтами [27].

Переходная свита (ϵ_{1pr}) объединяет толщу преимущественно светлоокрашенных глинистых тонкослоистых известняков с постепенными переходами к чистым массивным известнякам. Фациальные изменения свиты заключаются в постепенно возрастающей доломитизации известняков и существенном возрастании мощности при сохранении характера разреза с востока на запад. Опорный для территории разрез в районе п. Синск имеет мощность 26 м, а в крайних западных разрезах мощность свиты достигает 80-100 м при росте битуминозности пород. В разрезах, вскрытых скважинами в устьевой части р. Ботома, наблюдается замещение отложений фациями пестроцветной свиты [27; 197].

Синская свита (ϵ_{1sn}) согласно залегает на нижележащих породах переходной свиты. Обнажена в нижнем течении рек Синяя и Чына, в бортах р. Лена на участке от п. Синск до п. Батамай и в среднем течении р. Ботома. Характеризуется высокой битуминозностью и отчетливой тонкослоистой текстурой отложений. Стратотипический разрез свиты расположен на р. Синяя в 6 км выше устья. Свита подразделена на три пачки: Нижняя пачка представлена известняками коричневыми до серых, средне- и толстоплитчатыми, с прослоями глинисто-известковистых сланцев, известняками глинистыми тёмно-коричневыми в переслаивании с серыми до черного глинисто-известковистыми сланцами мощностью 14 м. Средняя пачка сложена известняками афанитовыми, мелкозернистыми, толстоплитчатыми, с отчетливо-выраженными подводно-оползевыми текстурами пород, сланцами глинисто-карбонатными черными с караваеобразными прослоями серых известняков. Мощность пачки 8.9 м. Верхняя пачка включает слои известняков коричневых, афанитовых, мелкозернистых среднеплитчатых трещиноватых, сменяющихся сланцами глинисто-кремнисто-карбонатными, темно-коричневыми, тонкоплитчатыми, известняками глинистыми темно-коричневыми в переслаивании с листоватыми сланцами. Венчает пачку слой глинисто-известковых коричневых сланцев. Мощность пачки 10.8 м. Суммарная мощность стратотипического разреза 32.7 м, но мощность свиты в пределах территории варьирует в значительно. В западных разрезах, приближенных к рифогенным отложениям Толбо-Мухатгинской СФЗ, она достигает 120 м с преобладанием в разрезе пород с массивными текстурами. Переход от рифогенных отложений к доманикоидным достаточно резкий и наблюдается на протяжении 2 км. В разрезах, вскрытых скважинами на востоке изучаемой территории у пос. Качикатцы, мощность свиты также увеличивается в сравнении со стратотипом до 65 м.

Куторгиновая свита (ϵ_{1ktr}) согласно залегает на отложениях синской свиты. В коренном виде обнажена на широкой площади на лево- и правобережье рек Лена и Ботома. Стратотипический разрез свиты расположен в устье ручья Лабыйя во вдольбереговом скальном выступе на р. Лена. Характерной особенностью свиты является однообразный литологический состав пород. Свита представлена известняками доломитистыми, слабобитуминозными, и

доломитами темно- и светло-серыми, грубоплитчатыми и массивными с включениями оолитов и пизолитов. Вблизи ее подошвы отмечен выдержанный пласт (0.6 – 1.0 м) водорослевых образований цилиндрической и конусовидной формы. В верхней половине разреза встречаются отдельные интервалы, сложенные брекчиями (мелкие неокатанные плитчатые обломки афанитовых известняков, сцементированные глинисто-известняковым материалом). Мощность стратотипического разреза составляет 200 м. К востоку от него мощность свиты начинает уменьшаться.

Кетеменская свита (Є_{1kt}) согласно залегает на породах куторгиновой свиты. Распространена на лево- и правобережье рек Ботома и Лена, а также в верховьях р. Мундуруччу. Стратотипический разрез расположен на левом берегу р. Лена во вдольбереговом скальном выходе у пос. Тиит-Ары. Свита имеет пестрый состав с преобладанием известняков тонкозернистых, редко массивно-плитчатых, серых, голубовато-серых в чередовании или тонком переслаивании с доломитами желтыми, буро-желтыми до коричневых мелко- среднезернистыми, пористо-кавернозными. Доломиты формируют слои различной мощности, толщиной от первых миллиметров до 6.3 – 6.8 м. В кровельной части разреза свиты наблюдаются маломощные горизонты интенсивно выветрелых вулканитов и вулканогенно-осадочных пород [61]. Изменений литологического состава пород на площади не отмечено. Мощность стратотипического разреза составляет 158 м. К востоку от стратотипического разреза скважинами вскрыт разрез мощностью 50-55 м у пос. Качикатцы и у устья р. Лютенге.

Титаринская свита (Є_{1tt}) согласно залегает на породах кетеменской свиты. Распространена на лево- и правобережье рек Лена и Ботома. Сложена преимущественно массивными кавернозными доломитами. Стратотипический разрез расположен на левобережье р. Лена у пос. Еланка, в 8.5 км ниже устья р. Кетеме. Основная часть разреза сложена доломитами желто-серыми, бурыми до коричневого, пятнистыми, разнозернистыми, массивными, тонкослоистыми, разноплитчатыми, в той или иной степени пористыми, кавернозными. В верхней части свиты отмечены слои доломитов зеленовато-серых с глауконитом, мощностью 2.5 м, и слой чередования доломитов и известняков светло-серых и белых, похожих на нижележащие известняки кетеменской свиты мощностью 8.4 м. Суммарная мощность стратотипического разреза составляет 69 м [27; 203].

Еланская свита (Є_{1-2el}) согласно залегает на титаринской свите. Распространена на северо-востоке территории в долине рек Лена и Ботома. Объединяет слои чередования известняков и доломитов, отличается разнообразием текстур от массивной до грубообломочной и тонкослоистой. Стратотипический разрез свиты расположен на правобережье р. Лена у п. Еланка. В основании наблюдается пачка существенно известкового состава с прослоями известковых песчаников и конгломеробрекчий с редкими прослоями доломитов. Известняки и

органогенные известняки светло-серые, белые, реже коричнево-серые, разноплитчатые от тонкоплитчатых до плитчатых и грубоплитчатых. Они формируют слои мощностью от 0.8 до 5.0 м. На ней залегает слой известняков светло-серых массивных органогенных с прослоем плитчатых доломитовых песчаников светло-серых. Они перекрыты слоем доломитового песчаника, переходящего по латерали в известняки, выше которых наблюдаются глинисто-известковые грубоплитчатые доломиты. Мощность этих слоев 6.4 м. Кровля слоя доломитов является стратотипической для верхней границы тойонского яруса и границы нижнего и среднего кембрия. Выше залегает пачка известковых песчаников крупнозернистых и конгломеробрекчий органогенно-детритовых белых и светло-серых, массивных, плитчатых, мощностью 15,7 м. Венчают разрез слои доломитов известково-кремнистых, серых, глауконитовых массивноплитчатых с прослоями доломитистых известняков и слоем конгломеробрекчий, перекрытых белыми плитчатыми известняками с прослоями голубовато-серых известняков общей мощностью 3.5 и 2.3 м, соответственно. Общая мощность свиты 67 м. Фациальные изменения свиты выражены слабо. Наибольшая мощность по данным бурения в восточной части площади не превышает 80 м [25; 203].

Кычикская свита (Є₁к_с) согласно залегает на еланской свите. Распространена в долине р. Лена ниже пос. Еланка и в устьевой части р. Ботома. Сложена преимущественно слоистыми органогенно-обломочными карбонатными породами в чередовании с известняками и мергелями. Стратотипический разрез свиты описан в районе п. Еланка. В основании разреза наблюдается слой переслаивания тонко-параллельнослоистых известковых алевролитов, мергелей коричневатого- и зеленоватого-серых, известняков коричневатого-серых тонкослоистых и неслоистых, глинистых известняков мощностью 23 м. Его перекрывает слой мергелей и глинистых известняков коричнево-серых и желтовато-серых, тонко-параллельнослоистых, плитчатых, листоватых, с линзами органогенно-обломочных известняков и кремнистых известняков мощностью 7.5 м.

Выше залегают тонкие слои от 1.8 до 4.5 м известковых конгломеробрекчий и известковых песчаников коричнево-серых, темно-серых мелкозернистых, известняков рифогенных темно- и светло-серых, массивных, тонко-параллельнослоистых, равноплитчатых, глинистых и глинисто-доломитистых известняков серых, желтовато-серых с кремнистыми стяжениями, плитчатых, а также мергелей и глинисто-алевролитистых доломитов плитчатых и тонкоплитчатых. Суммарная мощность данных слоев 16.9 м. Далее после 10-ти метрового не обнаженного интервала наблюдаются слои массивных известняков и глинистых известняков плитчатых и тонкоплитчатых, светло-серых, коричневых, местами пористых, слоистых с прослоем известковых песчаников и мергелей мощностью 9.5 метров. В кровельной части наблюдается слой чередования мергелей и глинистых доломитов с прослоем известковых

песчаников и глинисто-алевритистых доломитов мощностью 9 м. Венчает разрез слой желтовато-коричневых доломитистых мергелей светло-серых, коричнево-серых, полосчатых с редкими прослоями глинистых доломитов мощностью 13.5 м. Общая мощность свиты на стратотипическом разрезе 89.5 м. Фациальные изменения в пределах свиты выражены незначительно, мощность в целом выдержана в пределах территории. В западных частях выходов свиты встречаются маломощные биогермные пласты (1-3 м), а также слои доманикоидных пород в основании разреза [27; 197; 203].

Усть-ботомская свита (Є₂ib) согласно залегает на кычикской свите. Распространена в долине р. Лена на востоке рассматриваемой территории, а также в бассейне р. Лютенге. Объединяет толщу ритмичного переслаивания глинистых известняков, мергелей и известняков. Опорным для территории является разрез, описанный на левобережье р. Лена, в районе устья р. Ботома. В основании залегает мощная пачка плитчатых известняков серо-бежевых и зеленовато-серых с прослоями алевролитовых мергелей, известковых гравелито-песчаников, конгломеробрекчий, зеленых тонкослоистых мергелей с прослоями известняков. Фиксированная мощность более 100 м. Выше залегает мощная пачка ритмичного переслаивания параллельно-, волнисто- и косослоистых коричневатого-серых известняков, глинистых известняков, доломитистых зеленовато-серых известняков и алевритистых мергелей плитчатых, серовато-зеленых, лилово-серых, мощностью 160 м. Пачка перекрывается пачкой чередования зеленых толстоплитчатых мергелей и коричневатого-серых, желтых плитчатых известняков мощностью 40 м. В кровле наблюдается пласт коричнево-серых плитчатых массивных известняков в переслаивании с серыми плитчатыми известняками и серовато-зелеными пластинчатыми алевролитами мощностью 10 м. Мощность опорного разреза более 310 м. Фациальные изменения в разрезе выражены незначительно, однако восточная часть выходов свиты, перекрытая мезозойскими отложениями изучена весьма слабо. Мощность свиты, фиксируемая скважинами, не превышает 400 м [27; 197; 203].

Карбонатные отложения Синско-Ботомской СФЗ имеют возраст от томмотского яруса раннего кембрия до майского яруса среднего кембрия, характеризуются стратифицированным разрезом, отражающим эволюцию раннекембрийских рифовых отложений. В её пределах наблюдается развитие бассейна от открыто-морского шельфа к предрифовому склону Западно-Якутского барьерного рифа и отмельным песчано-карбонатным отложениям Танхайско-Устьмильского рифа к глубоководному открытому морскому шельфу.

1.4.3. Ранне-среднекембрийские карбонатные отложения Амгинской структурно-формационной зоны СФЗ

Тумулдурская свита (ϵ_{1tm}) согласно залегает на пестроцветной свите, латерально замещает пестроцветную свиту. Распространена в пределах всей СФЗ, в коренных выходах локально прослеживается на юго-востоке рассматриваемой территории в долине р. Амга. В пределах исследуемой площади отложения свиты повсеместно перекрыты вышележащими отложениями унгелинской и олёкминской свит.

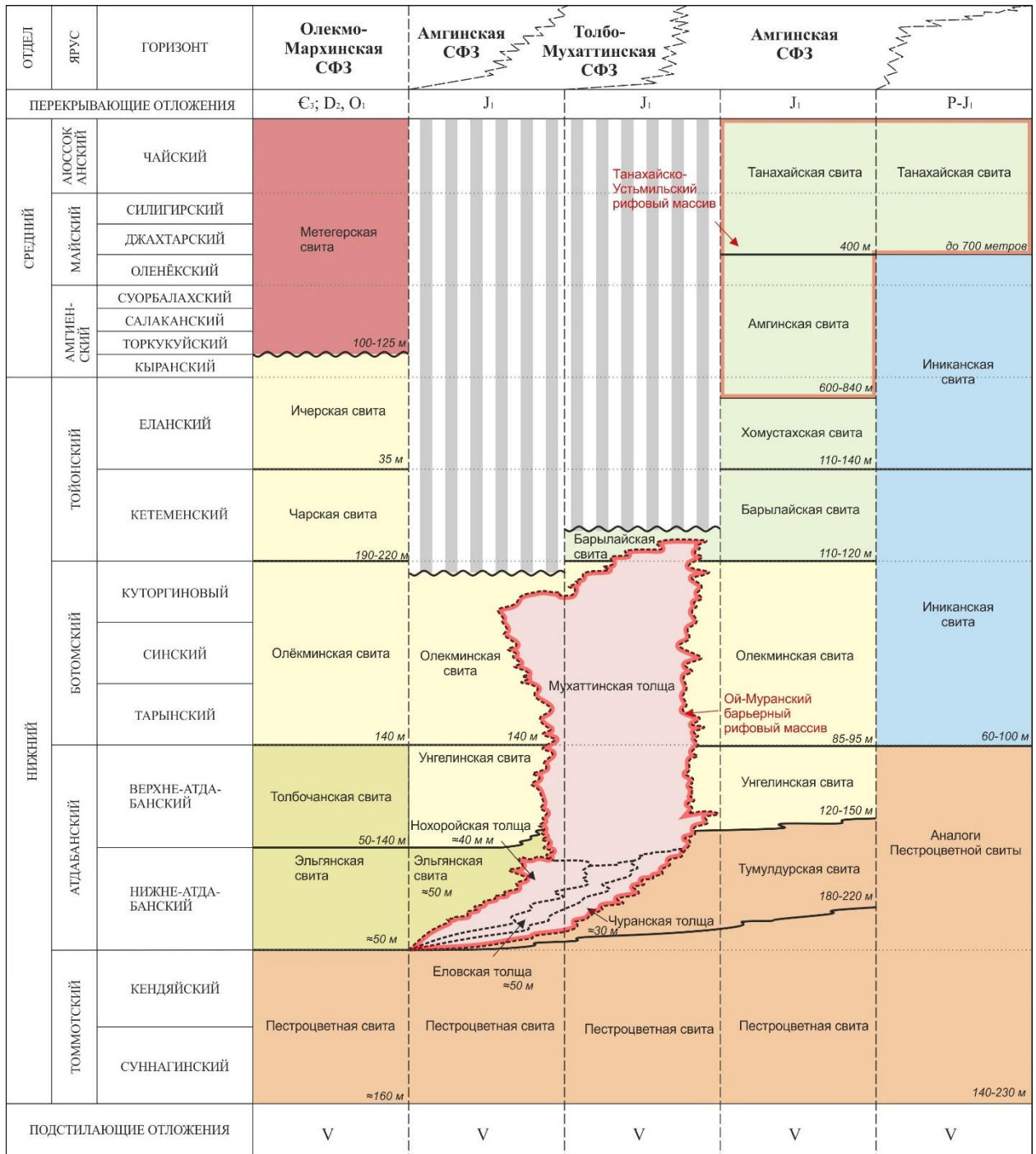


Рис. 1.8 Схема сопоставления и корреляции разрезов Олекмо-Мархинской, Туолбо-Мухатгинской, Амгинской и Вилюйско-Алданской СФЗ юго-восточной части Сибирской платформы (на основе данных [17; 124; 196; 197] с авторскими дополнениями)

Разведана скважинами у поселков Улу и Кырбыкан на глубинах 37-207 м. Нижняя часть опорного для территории разреза вскрыта скважиной у пос. Улу, верхняя обнажена на р. Амга в районе устья р. Тас-Юрях в пределах территории листа О-52 (рисунок. 1.8). Свита представлена ритмичным чередованием массивных органогенных доломитов, глинистых доломитов с прослоями мергелей. Доломиты преимущественно светло-серые, тонкозернистые, массивные, кавернозные, преобладают в верхней части разреза. Глинистые доломиты имеют подчиненное значение в верхней части разрезов, формируют пачку мощностью 37 м в основании с подчиненным количеством прослоев мергеля и доломита. Породы обычно светло-серые, зеленовато-серые массивные, среднеплитчатые, тонкоплитчатые в мергелистых разностях. Присутствуют оолитовые и битуминозные разности. Общая мощность свиты на опорных разрезах составляет 220 м. Фациальные изменения в пределах свиты незначительны. К западу от трассы А-360 мощность свиты увеличивается до 60 м с преобладанием в составе доломитов и снижением мощности и частоте слоев мергелей и глинистых доломитов с сохранением ритмичного строения разреза.

Унгелинская свита (Є_{1up}) согласно залегает на тумулудрской, фациально замещает пестроцветную свиту. Широко распространена на юге территории в среднем течении р. Амга и её притоков. Сложена ритмично чередующимися доломитово-мергельными и известняково-доломитовыми пластами, и пачками, большей частью близкими по мощности, с отчётливо проявленными слоистыми текстурами. Опорным для территории является разрез в береговых обнажениях на р. Амга. В основании свиты наблюдается слой зеленовато-серых горизонтально-слоистых глинистых доломитов в переслаивании с пластами пестроцветных мергелей тонкоплитчатых и мелкозернистых массивных доломитов мощностью 26.4 м. Выше залегают слои суммарной мощностью 20.6 м зеленовато-серых доломитов мелко-среднезернистых, массивных, неяснослоистых с прослоями мергелей, исчезающих в верхней пачке. Надстраивает разрез пачка вишневых, бордово-вишнёвых мергелей тонкозернистых, тонкослоистых, пластинчатых до листоватых с прослоями глинистых доломитов мощностью 35 м.

Верхняя пачка сложена доломитами желтовато-серыми, светло-серыми, массивными, тонко-среднеплитчатыми, крупноплитчатыми в основании, горизонтально-слоистыми, глинистыми тонкослоистыми доломитами, с тонкими прослоями мергеля в основании.

Общая мощность третьей пачки на опорных разрезах 46.3 м. Полная мощность пачки оценивается в 50 – 60 м. Общая мощность унгелинской свиты составляет 128.3 м. Фациальные изменения в пределах свиты незначительны и заключаются в изменении мощности первой пачки в восточной части территории и увеличении содержания доломита в породе [28; 195; 197].

Олёкминская свита (Є_{1ol}) согласно залегает на нижележащих отложениях. Имеет широкое распространение на площади как в долине рек Ботома и Лена, так и на юге территории

в долине р. Амга. Является фаціальным аналогом переходной, синской и куторгиновой свит. Стратотипической областью является среднее течение р. Лена в устьевой части р. Марха. Подразделена свита на две пачки. Нижняя пачка сложена серыми, коричнево-серыми известняками, водорослевыми известняками с прослоями мергелей, доломитов, часто глинистых. Мощность пачки 20 – 50 м. Верхняя пачка сложена коричневатого-серыми, пятнистыми, полосчатыми известняками, иногда водорослевыми с подчиненными прослоями мергелей и доломитов, линзами брекчий, ракушняка мощностью 70 м. Суммарная мощность свиты 110 – 120 м. Фациальные изменения свиты значительны. В районе р. Русская, к западу от участка исследования, наблюдается замещение известняков доломитами при сохранении мощности. В пределах Амгинской СФЗ в составе олёкминской свиты преобладают доломиты. Опорный разрез свиты для данной территории расположен на южной границе рассматриваемой площади в долине р. Амга. В основании свиты наблюдается пачка коричнево-серых доломитов пятнистых, линзовидно-слоистых, в чередовании с доломитовыми песчаниками и гравелитами, мощностью 37 м. Выше наблюдаются слои доломитов коричневатого-серых, желтовато-серых местами пятнистых тонко-мелкозернистых среднеплитчатых, в кровле неровноплитчатых. На водоразделе рек Кырбыкан и Курум-Кюнью в основании свиты наблюдается 10 – 15 м пласт доломитистых известняков мелкозернистых до афанитовых, массивных переходящих в доломиты. Общая мощность свиты 80 – 110 м. В целом, при значительной перемене вещественного состава свита сохраняет свои структурные диагностические признаки [28; 195; 196; 204].

Барылайская свита (C_{1br}) фациально замещает кетеменскую свиту на юго-востоке. Ограниченно распространена на водоразделах рек Кырбыкан-Улу-Нялбагар, а также в долине р. Амга. Характеризуется однородным серым цветом отложений, тонкой слоистостью пород в обнажениях. Опорным для территории является разрез во вдобереговом выходе на р. Амга у устья р. Мундуруччу. В разрезе свиты выделяется 3 пачки. Первая пачка сложена светло-серыми до белых доломитами среднеплитчатыми, тонкослоистыми до массивных с маломощным прослоем коричневатого-серых известняков в кровле и прослоями крупнообломочных карбонатных брекчий. Мощность пачки 20 м. Вторая пачка сложена частым переслаиванием до ритмичного чередования в разрезе глинистых доломитов тонкослоистых, тонкоплитчатых, массивных, реже комковатых и мергелей серых, зеленоватого-серых. Мощность пачки 36 – 37 м. Верхняя пачка сложена в основании доломитами и известковыми доломитами тонкозернистыми, тонкослоистыми до массивных, волнистыми, тонко-толстоплитчатыми светло-серыми, реже коричнево-серыми с прослоями брекчиевидных доломитов в центральной части, с округлыми, караваеобразными кремнистыми стяжениями. Верхняя часть пачки сложена светло-серыми, бледно-коричневыми массивными доломитами и известковистыми доломитами с прослоями

рифовых грубоволнистослоистых доломитов с обильными включениями кремня. Верхняя часть пачки сложена светло-серыми, серыми доломитами и известковистыми доломитами глинистыми, окремненными и кальцитизированными толстоплитчатыми до массивных, со слоем коричневых массивных известняков в кровле. Мощность пачки 50 – 60 м. Суммарная мощность разреза свиты составляет 110 – 120 м. Для свиты характерны фациальные различия восточных и западных разрезов. Так, с запада на восток происходит изменение в составе 2-й и 3-й пачки свиты с увеличением содержания известковых и глинистых отложений, объёма кремнистых стяжений, проявления брекчирования в доломитах. Также наблюдается замещение рифовых доломитов 3-й пачки свиты массивными известняками и доломитами [28; 195; 196; 204].

Хомустахская свита (Є_{1hm}) согласно залегает на барылайской свите, фациально замещает титаринскую свиту Синско-Ботомской СФЗ. Характеризуется простотой и выдержанностью состава пород с чередованием светло- и коричнево-серых известняков и желтовато-серых доломитов. Коренных выходов свита практически не образует. Опорными для территории служат несколько разрезов на коренных выходах свиты в долине р. Амга в районе пос. Онёс. Верхняя часть свиты сложена переслаиванием известняков коричневатых, коричневатых-серых и желтоватых доломитов массивных, кавернозных, на которых залегают известняки серые, светло-серые плотные, местами органогенные с линзами желтоватых доломитов. Суммарная мощность свиты составляет около 110 – 140 м.

Амгинская свита (Є_{1-2am}). Распространена на юго-востоке рассматриваемой территории, локально выходит на поверхность в долине р. Амга и её притоков рек Биелиме и Тенгютте. К сожалению, коренных выходов свита практически не образует. Согласно залегает на нижележащих отложениях хомустахской свиты. В пределах свиты сложно выделить стратифицированные пласты, она представляет собой крупный водорослевый и строматолитовый биостром с подчиненными грубообломочными карбонатными породами. Биогермы представляют собой разобщенные куполообразные тела с широким разнообразием слоистости, частым переслаиванием известковистых песчаников и алевролитов с ракушняками, гравелитами и грубообломочными брекчиями. В кровле наблюдается толща светлых известняков с глинистыми и доломитистыми мергелями с подчиненным количеством известковистых песчаников. Суммарная мощность свиты составляет от 600 до 840 м, однако данные мощности, скорее всего, сильно завышены ввиду особенностей залегания.

Танхайская свита (Є_{2tn}) согласно залегает на амгинской свите. Фациально замещает усть-ботомскую свиту на юге площади. Развита в юго-восточной части территории в долине р. Амга. В основании разреза наблюдаются пачки переслаивания глинистых известняков и мергелей по составу мало отличающиеся от пород усть-ботомской свиты с прослоями органогенных известняков. Верхняя часть разреза сложена сложной конфигурации органогенно-обломочными,

биостромовыми известняками. Биостромы изобилуют раздувами, утонениями, и в сочетании с известняками формируют причудливой формы взаимные переходы, наслоения и прилегания, затрудняющие оценку характера залегания пород. Для свиты характерна сложная фациальная изменчивость, заключающаяся в постепенной смене известково-глинистых отложений биогермными и органогенно-обломочными к югу. В долине р. Алдан свита нацело сложена биогермными образованиями, общей мощностью около 700 м. Мощность опорного для территории разреза, вскрытого скважиной у пос. Амга, составляет 400 м. [28; 195; 196; 204].

Карбонатные отложения Амгинской СФЗ формировались во временной интервал от томмотского яруса раннего кембрия до майского яруса среднего кембрия, и характеризуются стратифицированным напластованием пород, осложнённым линзовидным характером развития мелких биогермных массивов, аналогичных таковым в пределах Толбо-Мухаттинской СФЗ, но в меньшем масштабе. В разрезе наблюдается сложное сочетание биогермных, мелководно-морских отмельных и внутренних шельфовых отложений, с преобладанием мелководно-морских отмельных отложений, приуроченных к Западно-Якутскому барьерному рифу и Танхайско-Устьмильскому рифу.

1.4.4. Магматизм

Магматические образования в пределах рассматриваемой территории относятся к чаро-синскому гипабиссальному дифференцированному долерит-граносиенитовому комплексу. Данный комплекс имеет широкое распространение в пределах территории среднего течения р. Лена от р. Джерба на западе до р. Менда в центральной части Алданской антеклизы. Породы отвечают этапу внутриконтинентального рифтогенеза Сибирской платформы в конце раннего палеозоя, и имеют возраст от среднего девона до раннего карбона. В пределах территории магматические образования формируют протяженные дайки, шириной от 30 до 110 м, группирующиеся в два роя, отвечающих сегментам крупных зон разрывных нарушений: Курумканской и Усть-Синской [27; 28; 195; 196; 202]. Третий дайковый рой локализован в пределах восточной части участка изучаемой площади и в коренных выходах проявлен в устьевой части р. Мундуруччу в виде единичной дайки бостонитов. Генезис и возраст последних на текущий момент остаются дискуссионными, они могут являться наиболее северным проявлением мезозойского магматизма Центрально-Алданского района [78].

Дайки имеют как простой, так и сложный состав, в пределах рассматриваемой территории отмечается наиболее интенсивная их дифференциация в пределах всей Чаро-Синской зоны [27; 28; 48; 80; 125; 195; 196; 202]. В породах комплекса, по литературным данным, выделяется три фазы внедрения на основе петрологических и петрографических характеристик, а также структурных особенностей. К 1-й фазе относятся наиболее древние долериты и кварцевые

долериты с мелкозернистой долеритовой структурой и массивной текстурой, формирующие силлы и силлоподобные тела в карбонатных отложениях кембрия. Породы данной фазы в пределах изучаемой территории не известны. Ко 2-й фазе относят мелко- до средне- крупнозернистых долериты и габбро-долериты, умеренно-щелочные габбро с габбро-офитовой структурой и массивной текстурой, формирующие дайковые тела мощностью от 10 до 60 м при протяженности от 10 до 400 км. К 3-й фазе относятся гранодиориты и щелочные граниты, местами с порфировидной структурой, наблюдаемые в юго-западной части площади в долине р. Нучча-Юрюе, на водоразделе рек Амга и Ботома, а также близ юго-восточной границы изучаемой площади в устьевой части р. Мундуруччу (приток р. Амга). Возраст данных образований определяется как позднедевонско-раннекаменноугольный [196; 203].

Магматические образования территории характеризуются локальным развитием и относятся к рифтогенной габбро-диорит-гранодиоритовой формации со значительным преобладанием основной составляющей. Возраст их формирования оценивается как позднедевонско-раннекаменноугольный.

1.4.5. Тектоника

Осадочный чехол территории имеет трёхъярусное строение. Нижний структурный ярус сложен венд-кембрийским карбонатным комплексом. Породы данного яруса наследуют структуры рельефа кристаллического фундамента и характеризуются пологим падением в 1-2° в северо-западном простирании. Средний структурный ярус сложен терригенными и прибрежно-морскими отложениями мезозоя, представленными в пределах территории существенно терригенными отложениями раннеюрской укугутской свиты. Верхний структурный ярус сложен терригенными образованиями раннепалеогеновых сырсарской и кырбыканской толщи. Породы этих комплексов представлены существенно ожелезненными песчано-глинистыми отложениями и аллогенными переотложенными корами выветривания. Породы данных ярусов характеризуются субгоризонтальным залеганием.

Тектонический профиль территории характеризуется блоковой структурой кристаллического фундамента. Рассматриваемая территория относится к северной части Алданской антеклизы. В восточной части территории, в районе устьев рек Туолба, Улу и Синяя установлена область неглубокого залегания фундамента (-0.2 – -0.4 км от дневной поверхности), именуемая Алдано-Ленским выступом [27; 125; 202]. К востоку от него отмечается область погружения глубины фундамента до -0.8-1.0 км, относимая к Амгинскому прогибу.

Разрывные нарушения территории характеризуются кинематикой раздвигового характера, реже наблюдаются микросбросы с амплитудой смещения 10-40 м, которые фиксируются только в отложениях венд-кембрийского яруса. Основной их объём имеет

девонско-раннекаменноугольное заложение и связан с процессами раскрытия Палеовиллюйской грабен-рифтовой системы. Они объединяются в Чаро-Синскую тектоническую зону и характеризуются северо-восточным простиранием, группируясь в протяженные зоны. Разрывные нарушения северо-восточного и восточного простирания весьма слабо проявлены в чехле платформы и наследуют зоны глубинных разломов фундамента. Они относятся к Усть-Учурской и Лена-Ботомской системам разломов и протягиваются на юг и юго-восток территории к Алданскому щиту [27; 196; 197; 202-205].

Таким образом, рассматриваемые карбонатные отложения формировались в обстановке эпиконтинентального морского бассейна в пределах зоны перехода от глубоководного морских к солеродным лагунным отложениям (Анабаро-Синская СФО) в пределах внутриконтинентальной впадины Сибирской платформы. Основным структурным элементами формационного районирования территории являются две разновозрастных полосы рифовых и рифоидных построек северо-западного простирания. Карбонатные отложения относятся к различным фаціальным профилям рифового комплекса, оконтуренных в различные СФЗ: Синско-Ботомская СФЗ - фации открыто-морского шельфа, глубоководной шельфовой окраины и передового склона; Амгинская СФЗ – мелководно-отмельные и зоны перехода к биогермным фациям; Толбо-Мухаттинская СФЗ: фации карбонатного рифа (биогерма), внутренней зарифовой лагуны с ограниченным и свободным водообменом. Магматические образования территории незначительны и представлены одновозрастными процессу осадконакопления вулканитами в разрезе кетеменской свиты и сформированными после процессов осадконакопления дифференцированными дайками чаро-синского комплекса.

ГЛАВА 2. ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАННЕКЕМБРИЙСКИХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АНАБАРО-СИНСКОЙ СФО И ИХ СВЯЗЬ С ЛОКАЛИЗАЦИЕЙ ОРУДЕНЕНИЯ

Изучение литологических и геохимических характеристик карбонатных отложений территории имеет важное значение для уточнения вопросов локализации и особенностей формирования стратиформного свинцово-цинкового оруденения, учитывая закономерную его связь с определенными осадочными формациями, литологическими типами пород и их последовательностью. Карбонатные отложения территории никогда не изучались предшественниками на предмет их рудоносности. Учитывая особенности прогнозно-поисковых моделей оруденения MVT-типа, в пределах территории оруденение могло сформироваться как в объеме отложений Амгинской и Толбо-Мухатинской, так и Синско-Ботомской СФЗ. Этим обусловлена необходимость изучения литолого-геохимических особенностей всех карбонатных свит разреза юго-востока Анабаро-Синской СФО, по результатам которого в данной работе определены стратиграфические и фациальные прогнозно-поисковые критерии оруденения и ограничена перспективная на выявление стратиформной свинцово-цинковой минерализации площадь.

2.1. Петрографическая характеристика кембрийских карбонатных отложений юго-восточной части Анабаро-Синской СФО

Изучение петрографических шлифов карбонатных отложений Анабаро-Синской СФО проводилось с целью характеристики их состава и строения, выяснения особенностей их генезиса, выделения литотипических разновидностей пород и дальнейшей характеристики распределения химических элементов. Учитывая широкий временной диапазон формирования, разнообразие условий осадконакопления в пределах палеобассейна и постседиментационных преобразований, а также значительную площадь распространения пород, устанавливается разнообразие литологических типов и групп кембрийских карбонатных и карбонат-содержащих пород. По результатам петрографических исследований выделены следующие группы:

1. Группа хемогенных карбонатных пород. Включает схожие по составу и структуре пелитоморфные и преимущественно тонкозернистые карбонатные и карбонатно-глинистые породы с незначительной примесью кластогенного и биогенного материала. В данную группу включены следующие литотипы: пелитоморфные известняки; тонкозернистые известняки; тонкозернистые доломиты; мелкозернистые доломиты.

Известняки пелитоморфные представлены плотной сплошной массой аллотриоморфно-зернистого кальцита, размерами менее 0.005 мм (рисунок 2.1). Данные породы распространены в разрезе пестроцветной, переходной, кычикской и усть-ботомской свит Синско-Ботомской СФЗ,

а также в разрезе унгелинской, олёмминской, хомустахской и танхайской свит Амгинской СФЗ. Оттенок пород в шлифе как правило светло-желтый, серо-желтый или красно-желтый до вишнево-желтого. Яркие тона обусловлены присутствием в породе тонкорассеянного глинистого вещества. Из аксессуарных минералов характерны редкие кристаллокласты кальцита, размерами от 0.005 до 0.01 мм. Содержание их в породе невелико и в среднем не превышает 2-3 %, редко, в пределах пестроцветной свиты, достигая 10 %. Кварц наблюдается в виде редких молочно-белых окатанных зерен алевритовой размерности, содержания которого как правило не превышают 1 %. Глауконит спорадически фиксируется в породах пестроцветной свиты в виде единичных зерен алевритовой размерности неправильной формы. Аутигенный пирит образует тончайшую сгустковую вкрапленность с каймой ожелезнения, но иногда формирует сложной формы агрегаты гипидиоморфных зерен, размерами до 0.4 мм в разрезе переходной и пестроцветной свиты районе п. Синск.

Известняки тонко- и мелкозернистые по петрографическим особенностям во многом схожи с пелитоморфными (рисунок 2.2; рисунок 2.3). Данные породы распространены в разрезе пестроцветной, переходной, кычикской и усть-ботомской свит Синско-Ботомской СФЗ, а также в разрезе унгелинской, олёмминской, хомустахской и танхайской свит Амгинской СФЗ.

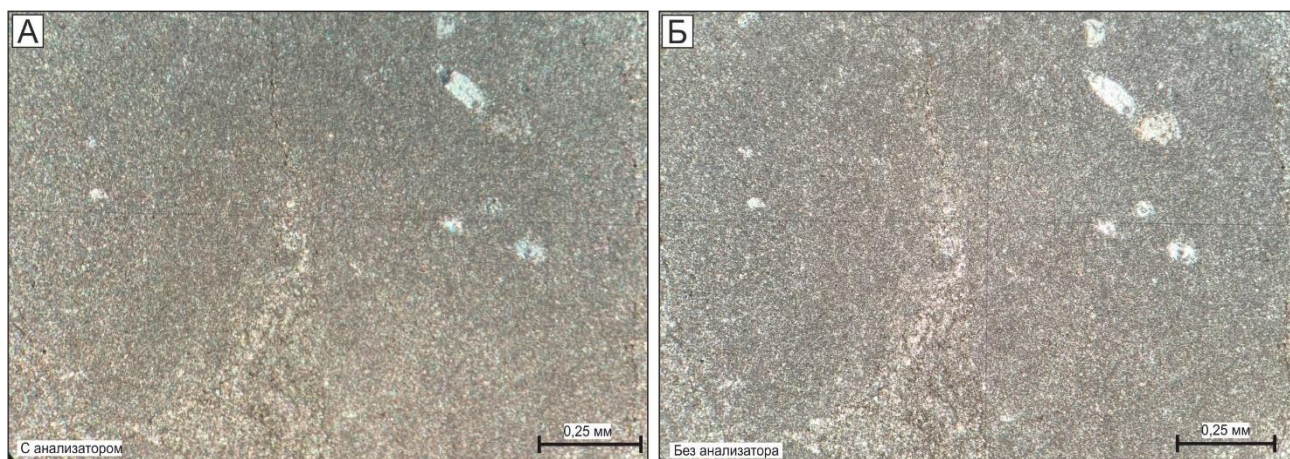


Рис. 2.1 Микрофотографии шлифов пелитоморфных известняков с включениями обломков кристаллов кальцита (обр. 6905, унгелинская свита, верховьях р. Нялыкталах)

Они представляют собой сплошную массу конформных аллотриоморфных зерен кальцита, размерами от 0.005 до 0.05 мм. Зернистость пород неоднородная, наблюдаются участки распространения пелитоморфного кальцита. В большинстве случаев отмечаются плавные переходы от пелитоморфных к более крупным зернам, обусловленные, вероятно, плавной раннедиагенетической перекристаллизацией осадка. Формы зерен кальцита лапчатые, точечные, чаще неправильные. Из примесей наиболее характерными являются глинистые материалы, фиксируемые в тонкорассеянном виде в межзерновом пространстве или в виде тонких пучковидных скоплений, размерами не более 0.025 мм, равномерно распределенных по всей породе. Обогащенные глинистым веществом типы пород имеют обычно вишневый, бледно-

розовый оттенок в шлифе. Зерна глауконита широко распространены в данных породах, в особенности в основании разреза переходной свиты в виде чешуйчатых зерен алевритовой размерности, слабо окатанных.

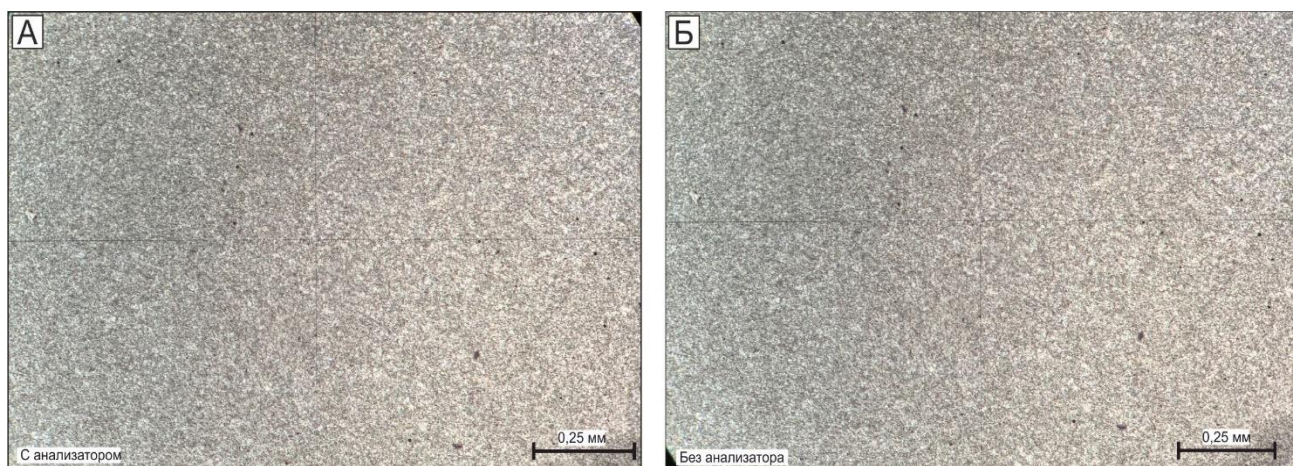


Рис. 2.2 Мелкозернистые известняки с включениями конкреций халцедоновидного кварца, (кетеманская свита, образец 6931-А, левобережье р. Лена в районе пос. Тиит-Ары)

Буквенные обозначения: С – халцедоновидный кварц, Cal – кальцит, Dol – эпигенетический доломит.

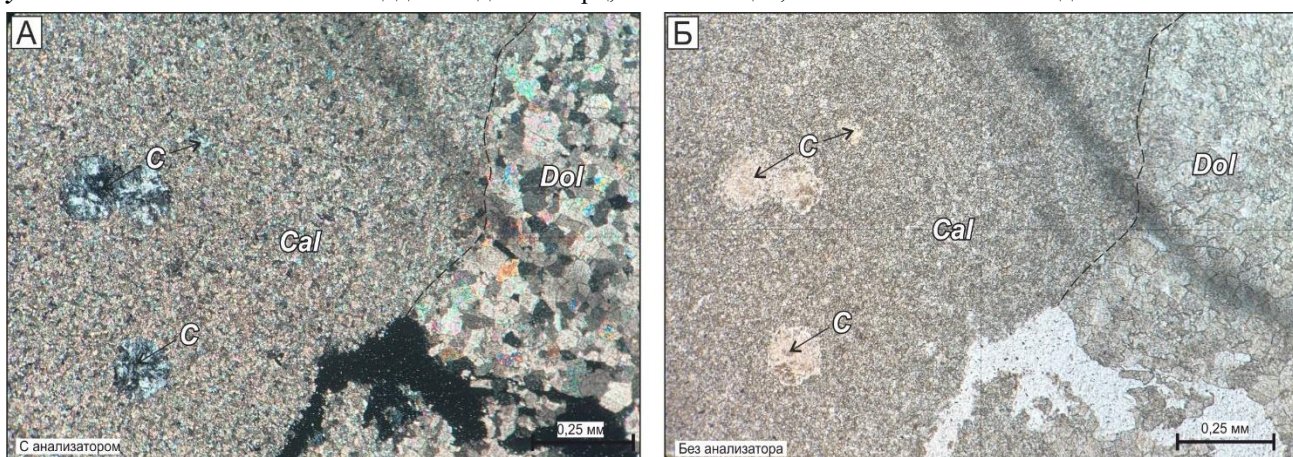


Рис. 2.3 Микрофотографии массивных тонкозернистых известняков с редкими включениями рассеянного органического вещества (обр. 69159, пестроцветная свита, левобережье р. Лена, район устья р. Удей)

Содержания их варьирует от 1-2 % до 5 %. Часто в породах фиксируются обломки молочно-белого кварца хорошей окатанности, алевритовой размерности. Содержания их единично-зернистое, редко превышающее 1 %. Для данного литотипа, а в особенности для пород кетеманской свиты, характерно присутствие сферолитовых агрегатов халцедоновидного кварца концентрического внутреннего строения, равномерно распределенных в породе. Как правило, данные образования имеют хорошо выраженную округлую, реже эллипсовидную, гантелевидную до неправильной форму с размерами от 0.01 до 0.05 мм, иногда достигая 1-4 см. В шлифах отмечается выполнение халцедоновидным кварцем порового пространства в известняках в пределах незначительных зон, площадью в несколько квадратных миллиметров. Текстуры пород бывают двух разных типов. Для первого типа характерны массивные и неясно-параллельно-слоистые текстуры, иногда пятнистые. Для второго типа характерна плохо проявленная в шлифе мультислойная слоистость.

Доломиты тонко- и мелкозернистые распространены в западной части изучаемой площади в пределах унгелинской, тумулдурской, реже кетеменской и титаринской свиты и в толщах Ой-Муранского рифового массива. Петрографически они схожи с мелкозернистыми кальцитовыми породами и представлены сплошной, реже неяснослоистой массой тонкозернистых зерен гипидиоморфного доломита, размерами от 0.005 до 0.05 мм (рисунок 2.4).

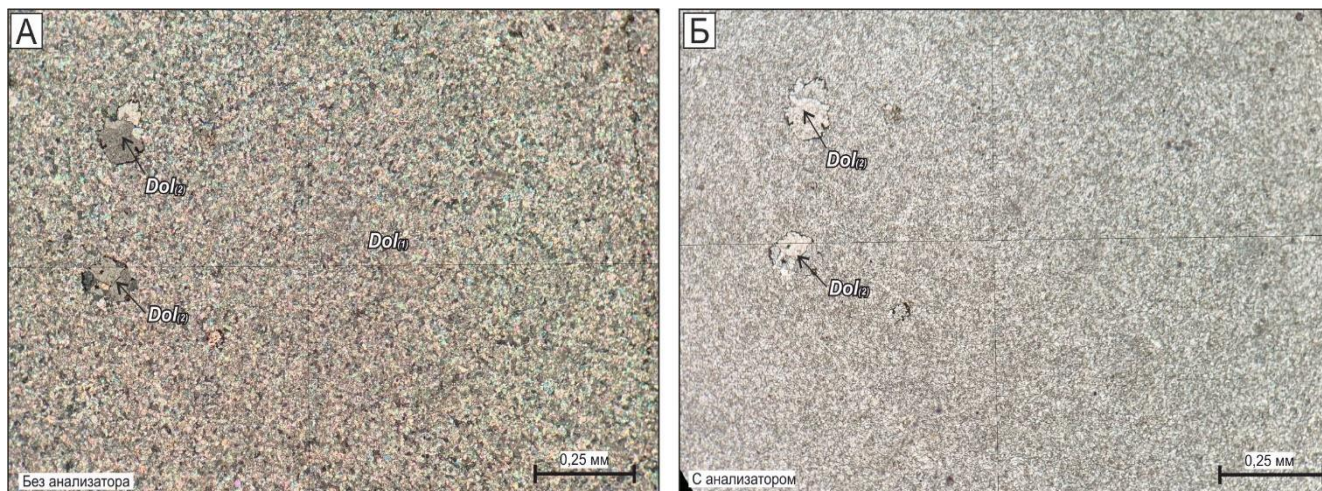


Рис. 2.4 Микрофотографии массивных тонкозернистых доломитов с редкими включениями рассеянного органического вещества (обр. 69159, пестроцветная свита, левобережье р. Лена, район устья р. Удей)

Форма выделения зерен таблитчатая, реже изометричная, формирующая неясную мозаичную структуру. Для данного типа пород характерны те же примесные и аутигенные минералы, что и для группы тонкозернистых и пелитоморфных известковых карбонатных пород. Наблюдаются кристаллокласты кальцита, размерами не более 0.1 мм, с содержанием в породе не более 2-5 %, редкие единичные зерна молочно-белого окатанного кварца и значительно реже полевого шпата алевритовой размерности, глауконита. Примесь глинистого вещества, равномерно распределенного по породе, незначительна и не превышает первых процентов. Пористость данных образований не превышает 1-2 %. Поры преимущественно заполняются шестоватыми друзовыми зернами мелкозернистого кальцита, с мелко-среднезернистыми ксеноморфными монокристаллами кальцита в центральной части.

2. Группа существенно органиогенных карбонатных пород объединяет разнообразные по составу водорослевые и органиогенные известняки, сложенные комковатыми агрегатами, оолитами, реже пизолитами, содержащие значительное количество органических остатков, в том числе в виде детритового материала. Выделены следующие типы пород: *известняки водорослевые и комковатые; известняки онколитовые; органиогенно-полидетритовые известняки; известняки строматолитовые*, а также их частично доломитизированные разновидности.

Известняки водорослевые, комковатые. Основная масса таких пород сложена тонко-мелкозернистыми (размерность 0.005-0.001 мм) аллотриоморфными зернами кальцита неправильной формы, иногда с корродированными гранями и тонкими пленками ожелезнения, формирующими комковатые агрегаты, размерами 0.1-0.25 мм, максимально до 1.0 мм (рисунок 2.5). Данные породы широко распространены в разрезе Тобло-Мухаттинской СФЗ, локально распространены в разрезе унгелинской, барылайской и олёкминской свиты Амгинской СФЗ, где приурочены к незначительным по размерам биогермным рифовым постройкам, а также встречаются в разрезе пестроцветной, переходной, еланской и кычикской свит Синско-Ботомской СФЗ.

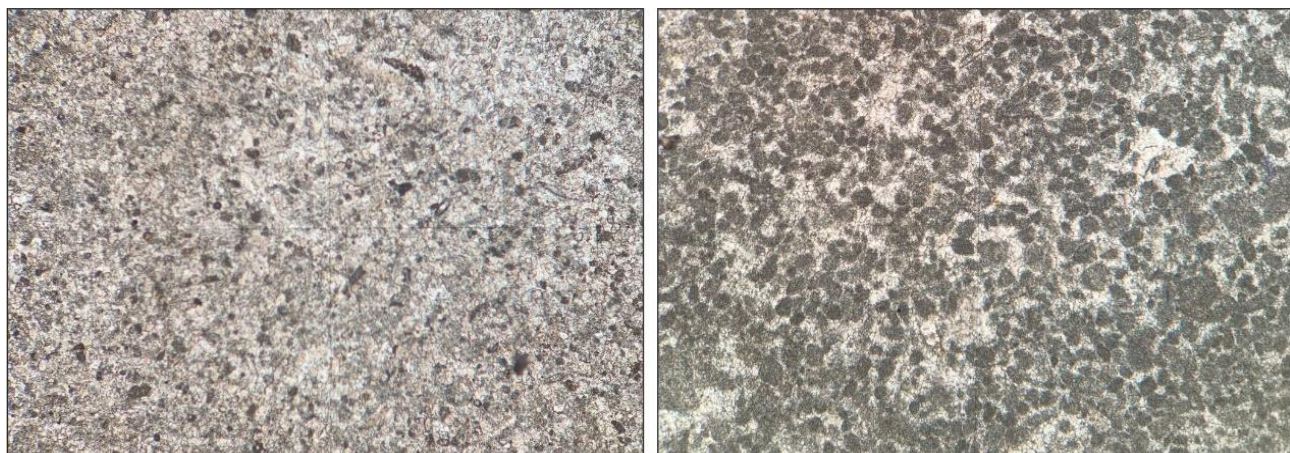


Рис. 2.5 Микрофотография водорослевых мелкокомковатых известняков с частично проявленной вторичной доломитизацией по пелитоморфному матриксу (обр. 93630, чуранская и еловская толщи нерасчлененные, левобережье р. Лена, выше по течению от устья р. Негюрчене)

Комковатая текстура таких пород подчеркивается оттенком зерен, более темного, серо-зелёного, зеленовато-желтого, особенно в периферийной части комков. Цемент данных пород представлен тонко-мелкозернистой кальцитовой массой, выполняющую роль базального цемента, более светлого по отношению к комковатой массе. Зачастую кальцит замещается тонко-мелкозернистым гипидиоморфнозернистым доломитом. В районе устья р. Юэдей наблюдались комковатые разновидности, роль цемента которых выполняла буроватая смешанно-слоистая глинистая масса ожелезненных смешанно-слоистых глинистых минералов. Как и в пелитоморфных и тонко-мелкозернистых известняках и доломитах, в породах наблюдаются кристаллокласты кальцита, как правило тонко-мелкозернистого, с содержанием не более 2 %, а также детриты и редко обломки раковин брахиопод, хиолитов, трилобитов слагающие от 2.5 до 5 % породы. Из аксессуарных минералов характерен кварц алевритовой размерности и редкие обособления рудного вещества. Из вторичных микроструктур в известняках пестроцветной свиты наблюдаются трещины, каверны и стиллолитовые швы. Поры и пустоты, как правило, выполнены монокристаллами кальцита, размерами 0.005-0.01 мм. Трещины, ориентированные в крест напластованию, выполняются шестоватыми крустификационными агрегатами кальцита.

Известняки органические формируют слои и пропласты в пелитоморфных и мелкозернистых известняках и доломитах. Данные отложения широко распространены в разрезе Мухаттинской СФЗ, локально распространены в разрезе унгелинской, барылайской и олёмминской свиты Амгинской СФЗ, где приурочены к незначительным по размеру биогермным постройкам, а также встречаются в разрезе пестроцветной, переходной, еланской и кычикской свит Синско-Ботомской СФЗ. Они представлены сплошной массой аллотриоморфных пелитоморфных зерен кальцита, размерами не более 0.005 мм, включающей как детритовые, так и хорошо сохранившиеся органические остатки (рисунок 2.6). Количество их в породе варьирует от 25 до 50 %. Обломки имеют размеры от 0.1 до 1.2 мм и либо серповидную, либо веретеновидную или округлую форму. В шлифе они имеют более светлый оттенок по отношению к светло-серой основной массе. Зачастую в обломках хорошо идентифицируются раковинчатые детриты хиолитов, брахиопод и трилобитов, спикулы и кубки археоциат причудливой формы, напоминающие на срезе каменные цветы. Из полных скелетных форм чаще всего наблюдаются панцири хиолитов, брахиопод, реже тораксы трилобитов и археоциаты. В породах фиксируются комковатые и микрокомковатые обломки водорослевой фито-проблематики в количестве 10-15 % объёма. Предшественниками в данных породах также наблюдалась примесь глауконита (до 5 %), [50; 54] аллогенного кварца алевритовой размерности (не более 3 %). Структуры пород органические, органично-обломочные, пелитоморфные, текстуры массивные, реже наблюдается тонкая слоистость, выраженная избирательной ориентировкой обломков.

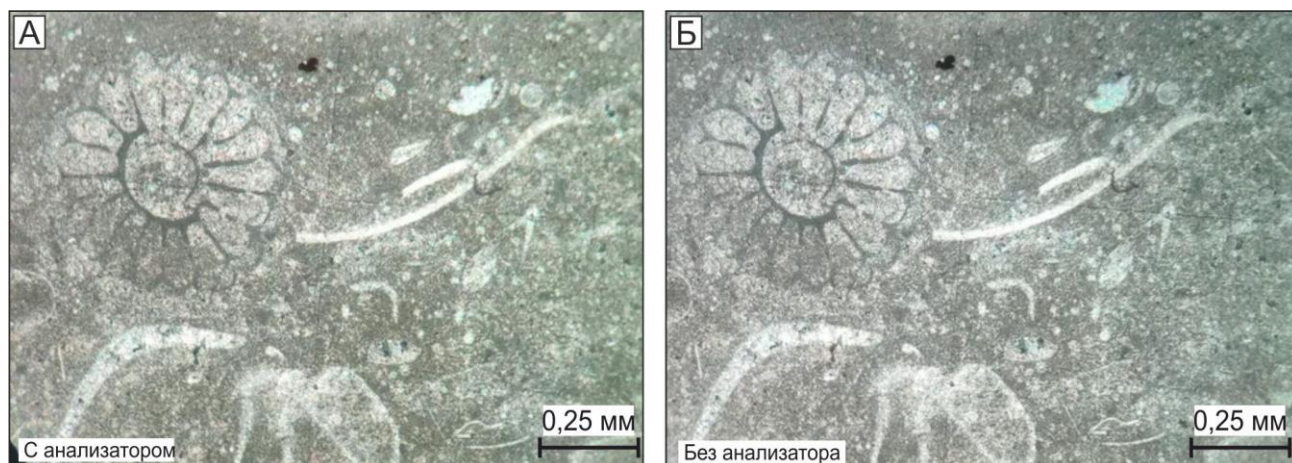


Рис. 2.6 Микрофотография шлифа органично-обломочного известняка с микритовой основной массой. (образец 69165-2. Нижнее течение р. Синяя)

В обломках наблюдается раковинчатый детрит спикул губок, раковин хиолитов и брахиопод, а также поперечный срез кубка археоциата.

Известняки онколитовые широко распространены в разрезе Мухаттинской СФЗ, локально распространены в разрезе унгелинской, барылайской и олёмминской свиты Амгинской СФЗ. Петрографически они во многом схожи с комковатыми доломитами, но отличаются от них текстурами, размерами онколитов, иногда с выраженной зональностью. В шлифе они представлены скоплениями пелитоморфного кальцита, слагающем преимущественно

удлиненные, вытянутые или уплощенные онколитовые агрегаты размерами от 0.1 до 0.4 мм, иногда до пизолитов, размерами более 1 см (рисунок 2.7). Среди них присутствуют и овальные комковатые агрегаты, по внешнему виду схожие с таковыми в комковатых известняках. Для них характерны светло-коричневые, буро-желтые оттенки в шлифе. Выраженной концентрической или слоистой зональности в них при этом не обнаруживается. Цемент в породе составляет не более 10-20 % и сложен светлым аллотриоморфнозернистым пелитоморфным кальцитом или тонкозернистым гипидиоморфнозернистым кальцитом, размерами зерен от 0.005 до 0.001 мм. Редко в породах отмечены кристаллокласты кальцита, размерами до 0.05 мм, и зерна молочно-белого кварца алевритовой размерности. Их содержание не превышает 1 %. Структуры пород пелитоморфные, тонкозернистые, текстуры онколитовые, слоистые.

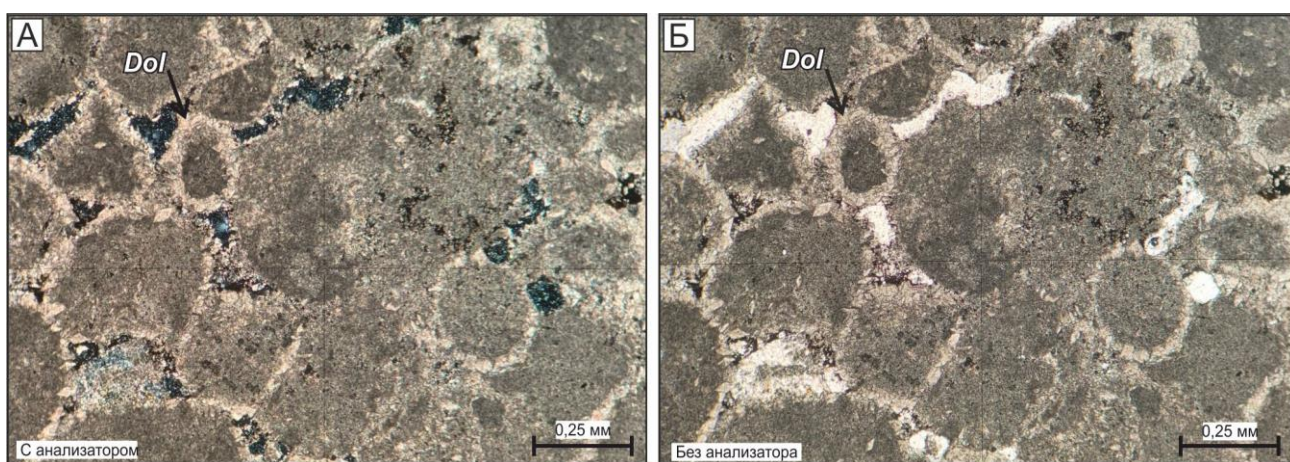


Рис. 2.7 Микрофотографии шлифов онколитовых известняков с кристификационными новообразованиями эпигенетического доломита по стенкам онколитов (образец 6917, унгелинская свита, верховья р. Кырбыкан) **Буквенные обозначения:** Dol – эпигенетический доломит. Пустоты полые, частично заполнены гидроокислами железа и иллит-гидрослюдистыми образованиями.

Тонкослоистые биогермные известняки. Широкое распространение имеют в пределах Амгинской СФЗ в отложениях танхайской, амгинской и реже барылайской свит в долине р. Амга. Петрографически представляют собой сплошную массу пелитоморфного аллотриоморфнозернистого кальцита в виде валикообразных, овальных тонкослоистых водорослевых построек, с текстурами роста биогермов, формирующие сложные концентрически-зональные текстуры (рисунок 2.8). Среди данной массы периодически наблюдаются мелкие обломки кристаллов кальцита, размерами до 0.01 мм, и новообразованные кристаллы доломита ромбического облика, размерами до 0.01 мм. В пустотах и порах фиксируется накопление тонкодисперсного, частично ожезненного глинистого вещества, содержание которого не превышает 1 % объема породы.

3. Группа обломочных карбонатных и карбонатсодержащих пород объединяет схожие литотипы пород, сформированных преимущественно за счет разрушения известняков и доломитов, сцементированных карбонатным материалом. Выделяются следующие петрографические разновидности: *известковые брекчии; известковые песчаники; известковые*

алевролиты и алевропесчаники (калькарениты), а также их частично доломитизированные разновидности и специфические кварцевые глауконитовые песчаники.

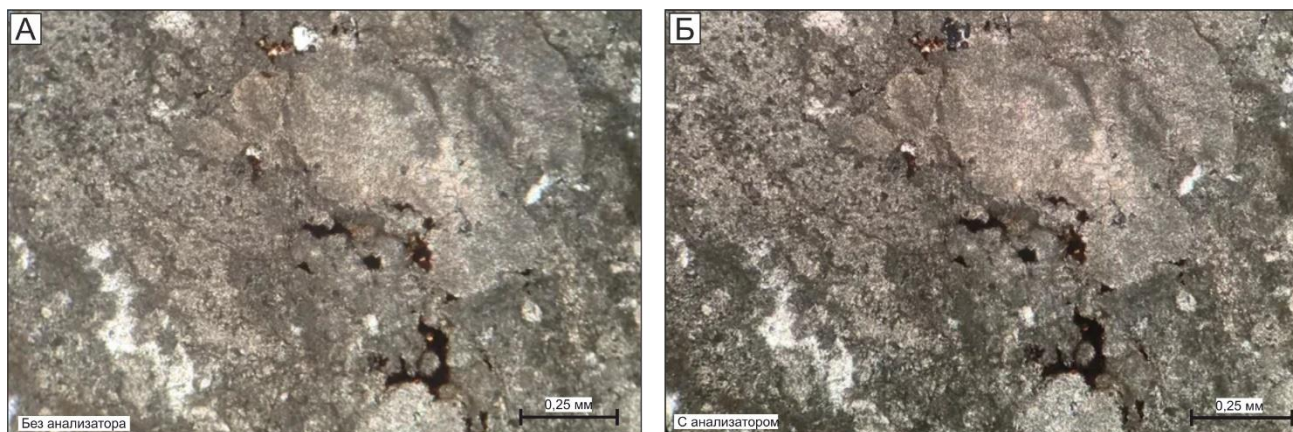


Рис. 2.8 Микрофотографии прозрачно-полированного шлифа (ППШ) органогенных тонкопосчатых строматолитовых доломитов (образец 9808, танахайская свита, левобережье р. Амга, район устья р. Болугур-Юр)

Известковые брекчи и обломочные, органогенно-обломочные известняки петрографически они представлены скоплениями литокластов и кристаллокластов, сцементированных пелитоморфной основной массой. Содержание кластогенной составляющей в породе варьирует от 73 до 92 % (рисунок 2.9; рисунок 2.10). Связующая обломки масса представлена пелитоморфным аллотриоморфнозернистым кальцитом с размерами зерен менее 0.005 мм светло-серого, зеленовато-серого оттенка в шлифе. Литокласты представлены в основном обломками неправильной формы пелитоморфных известняков с размерами обломков от песчанистых до мелкобрекчиевых, плохо окатанных. Обычно данные образования отличаются от связующей массы более темным оттенком. Они составляют от 80 до 85 % обломочной массы. В шлифах 6962 и 6980, отобранных в нижней части коренных выходов кычикской и еланской свит в долине р. Ботома, отмечаются обломки сферолитов халцедоновидного кварца, распространенные в отложениях вышележащих кетеменской и титираниской свиты. Их содержание варьирует от 1 до 7 %. Кроме того, в породе равномерно рассеяны редкие обломки зерен молочно-белого кварца алевритовой размерности. Их содержание обычно не превышает 1 %. Размеры литокластов варьируют от 0.5 до 4.0 мм. Для пород характерны фрагменты и обломки оолитов и онколитов, иногда с выраженным зональным строением, а также различной формы обломки эпифитоновых водорослей.

Известковые песчаники и доломиты локально распространены в пределах разреза еланской и кычикской свит. Петрографически они представлены сплошной массой конформных разно ориентированных микрокристаллических зерен кальцита или доломита размерами от 0.005 до 0.1 мм. Карбонатный цемент в породе визуальнo сливается с обломочной массой. Среди обломков распространены зерна кварца алевритовой размерности, содержание которых достигает в породе от 1-5 % до 15 % (рисунок 2.11). Реже наблюдаются слабо окатанные обломки

калиевого полевого шпата (единичные зерна), в исключительных случаях видны обломки слюд. Глинистое вещество равномерно рассеяно по породе, содержание его незначительно. Зачастую в шлифе наблюдаются переходы от калькаренитов к пелитоморфным или микрозернистым известнякам и доломитам. Структура пород обломочная, тонко-мелкозернистая, текстура массивная, реже слоистая, вплоть до градационной, выражаемая размером обломочных зерен и частотой встречаемости кварца.

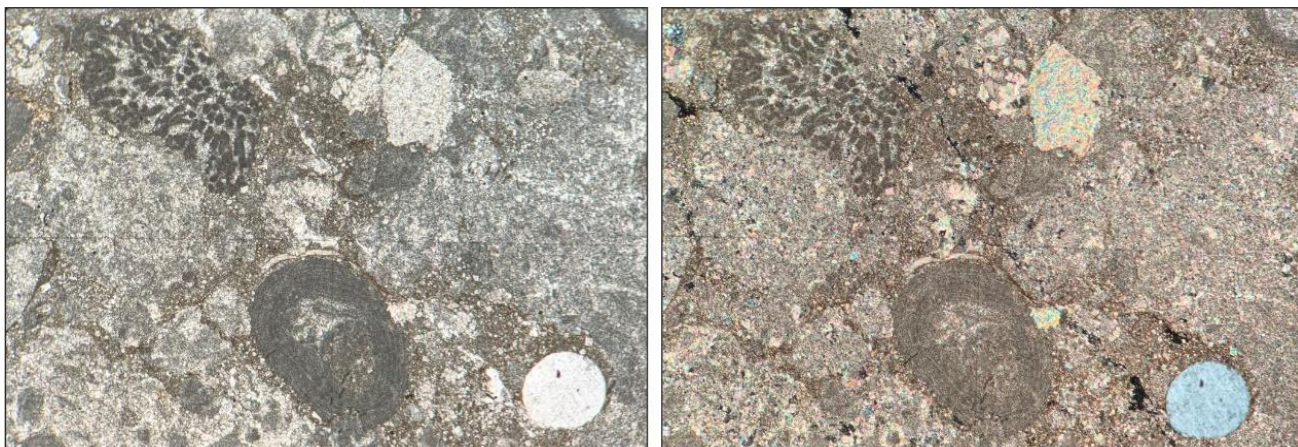


Рис. 2.9 Карбонатная полимиктовая брекчия, сложенная обломками кристаллов кальцита, пелитоморфных известняков с включениями хорошо окатанных зерен кварца, полевого шпата, зональных онколитов, сцементированных глинисто-карбонатной массой (обр. 6980, кычикская свита, район устья р. Ботома)

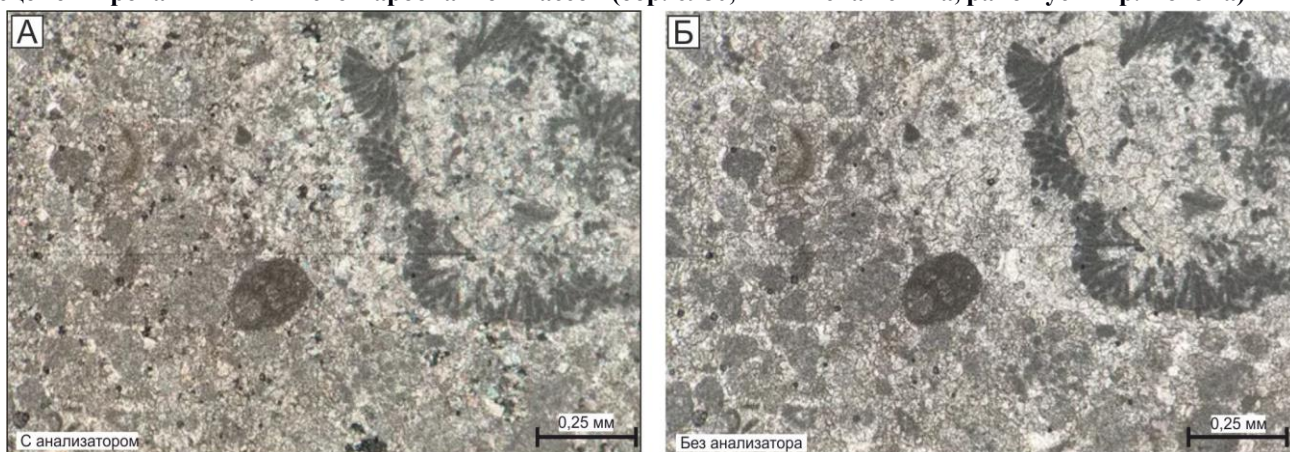


Рис. 2.10 Микрофотографии шлифов органогенно-обломочных известняков (обр. 6967, кычикская свита, устьевая часть р. Ботома)

Обломочная часть полидетритовая, сложена обломками карбонатных пород, оолитов, онколитов, а также ветвистых скоплений с продольным и поперечным срезом эпифитоновых водорослей.

Известковые алевролиты и алевропесчаники (калькарениты) распространены в нижней части разреза кычикской свиты и в еланской свите. Они представлены обломочными зернами микро-тонкозернистых агрегатов пелитоморфного кальцита. Обломки слабо окатанные до окатанных, размерами преимущественно 0.01-0.005 мм, реже до 0.1 м. Для пород характерна градационная слоистость, выражаемая размером обломочных зерен и содержанием зерен обломочного кварца. Последний наблюдается в виде тонкозернистых угловатых обломков молочно-белого цвета. Содержание зерен кварца варьирует от 5 % до 15 %. Цементирующее вещество практически неотлично от кристаллокластов и сливается с ним в единую карбонатную

массу, незначительно выделяясь меньшим размером зерен кальцита. Породы как правило массивные, реже в зоне контакта с другими разновидностями пород, наблюдается неясная слоистость, выраженная учащением скоплений зерен кварца и зернистостью обломочного материала вплоть до градационной. В незначительном количестве (не более 5 %) отмечаются микрокомковатые водорослевые оолиты и комки, выполненные агрегатами тонкозернистого кальцита, равномерно распределенные по породе.

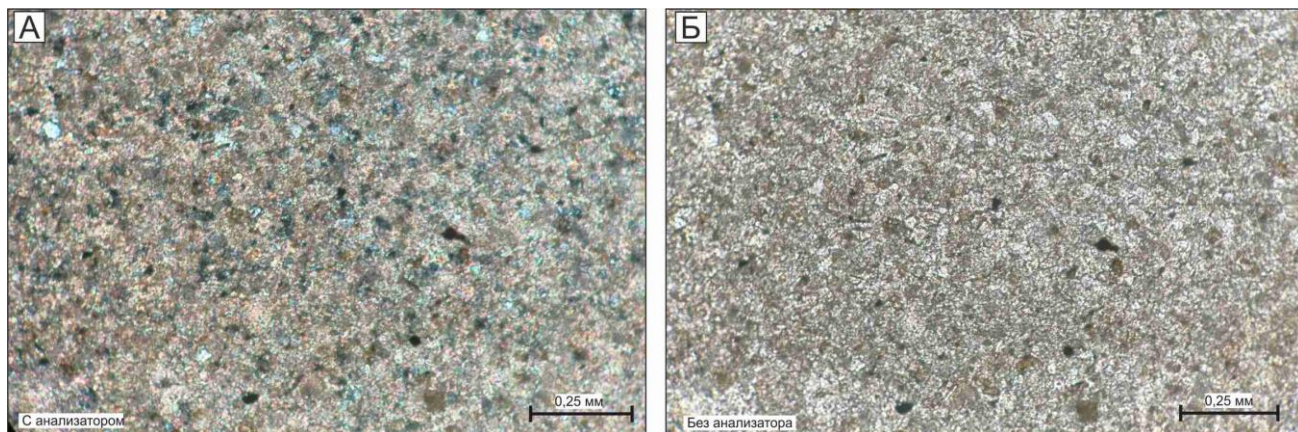


Рис. 2.11 Микрофотография шлифа карбонатного алевропесчаника, содержание алевритовой и песчанистой фракции от 10 до 15 % (обр. 6986, кычикская свита, район устья р. Ботома)

Кварцевые глауконитовые песчаники петрографически представляют собой сплошную массивную мелкозернистую массу с незначительным содержанием цемента. Зерна кварца мелко-среднезернистые, плотные, конформные, плохо окатанные до неокатанных, средне сортированные составляют до 95 % породы (рисунок 2.12). Глауконит наблюдается в виде равномерно-рассеянных по породе зерен, размерами от 0.1 до 0.25 мм, цвет в шлифе тускло-зеленый, сложен тонкочешуйчатой аллотриоморфнозернистой массой.

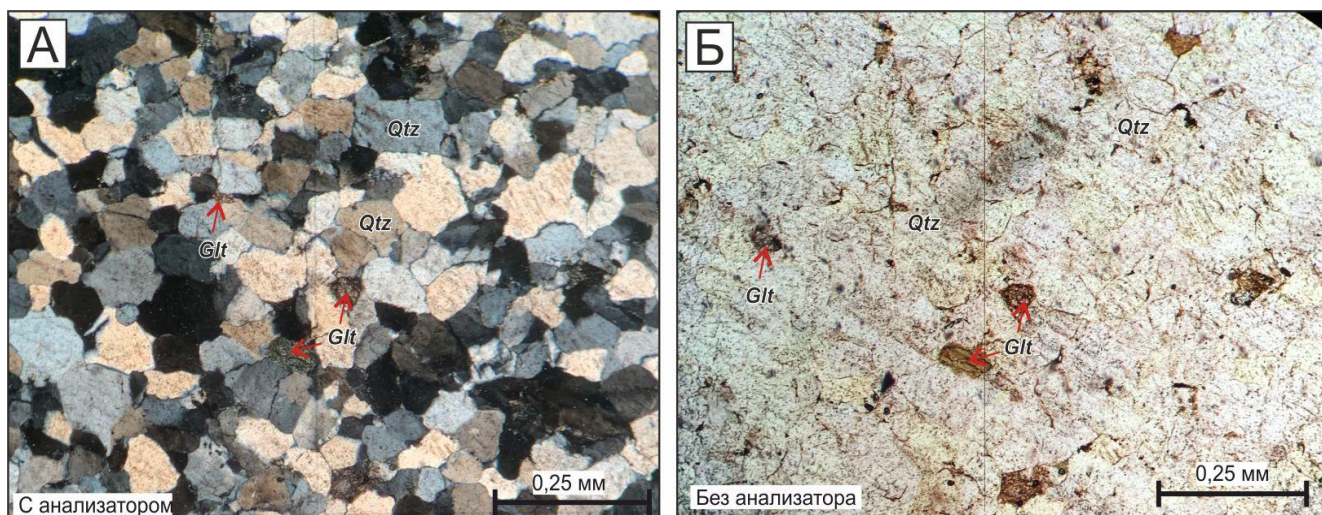


Рис. 2.12 Микрофотографии шлифов кварцевых глауконитовых песчаников в разрезе пестроцветной свиты раннего кембрия (обр. 69146/2, левобережье р. Лена в районе устья р. Исит)

Цемент контурный до прерывисто-контурного, выполнен темно-серым глинистым веществом, иногда в порах наблюдаются ясные тонкочешуйчатые агрегаты светло-бежевой гидрослюды, монтмориллонита и смешанно-слоистых смектитов, размерами до 0.2 мм. В

породах наблюдаются катагенетические трещины, выполненные аллотриоморфнозернистыми тонко-мелкозернистыми агрегатами халцедоновидного кварца. Такие участки имеют мощность от 0.05 до 0.2 мм. Более молодые трещины как правило имеют неправильную форму, зазубренные грани и выполнены бурым ожелезненным глинистым веществом. Структура пород мелкозернистая, текстура преимущественно массивная.

4. Группа существенно битуминозных карбонатных пород объединяет специфические петрографические разновидности пород, характеризующиеся повышенным содержанием органического вещества, битуминозностью, а также сланцеватостью, брекчированием. Данные образования широко распространены в разрезе синской и куторгиновой свит, реже фиксируются в разрезе олекминской и кычикской свиты. Могут быть выделены следующие типы пород: *известковые органогенно-детритовые битуминозные сланцы; сланцеватые битуминозные известняки; известковые алевритистые сланцы.*

Известковые органогенно-детритовые битуминозные сланцы приурочены к нижней и средней части разреза синской свиты. Они характеризуются примечательной органогенно-детритовой текстурой, обилием органических остатков и кластогенного кальцита. Цементирующая обломки масса представлена глинистым веществом, придающим породе буровато-коричневый, серовато-коричневый оттенок (рисунок 2.13). Матрикс составляет от 25 до 40 % породы. В нем запечатаны мелкие (0.1-0.05 мм) окатанные обломки комковатых пелитоморфных известняков. Форма обломков разнообразная, от овальной, сильно удлиненной, гантелевидной, до округлой, слабо уплощенной. Литокласты кальцита имеют размеры от 0.05 до 0.01 мм и характеризуются неправильной формой, худшей по сравнению с пелитоморфными агрегатами окатанностью. Органические остатки представлены преимущественно детритом раковин брахиопод, спикулами губок, а в образце в устьевой части р. Синяя встречаются крупные полные скелеты трилобитов.

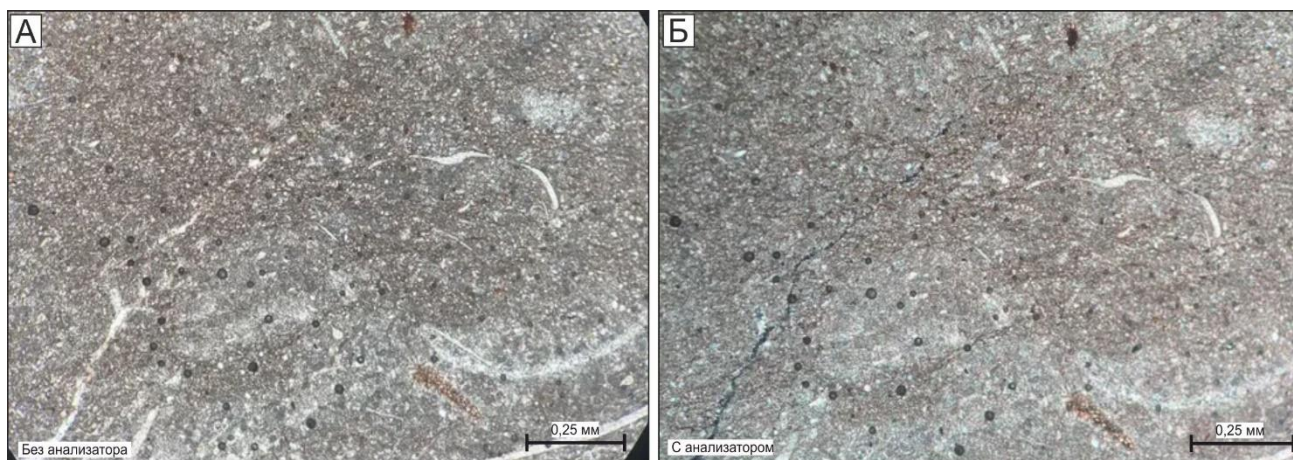


Рис. 2.13 Микрофотографии шлифа пелитоморфных битуминозных алевритистых известняков с раковинчатым детритом, (обр. 69175, синская свита, среднее течение реки Лена в районе устья р. Хайыргас)

Сланцеватые битуминозные известняки формируют слои и прослои в ассоциации с черными известковыми сланцами, распространены в нижней и верхней части разреза синской свиты (рисунок 2.14). Они представляют собой массивную, неясно-тонкослоистую массу пелитоморфного кальцита, с размерами зерен менее 0.005 мм, что характерно, лишенную обломков кристаллов кальцита. В шлифе они имеют серый до темно-серого оттенок, обусловленный присутствием рассеянного битуминозного вещества. Среди пелитоморфных зерен в некоторых разновидностях наблюдаются обособленные стяжения органического вещества. Структура пород аллотриоморфнозернистая, текстура массивная, нередко неясно волнисто-слоистая, брекчиевидная. Характерны тонкие червеобразные жилы и прожилки, выполненные светлым мелкозернистым кальцитом. Детритовые обломки представлены остатками раковин брахиопод, трилобитов, спикулами губок, реже глобулярными водорослевыми агрегатами. Содержания их в породе варьирует от 1 до 5 %. В породах данного типа зачастую слабо проявлена вторичная доломитизация. Битуминозные доломиты представлены массивными гипидиоморфнозернистым, равномернозернистыми кристалликами доломита, размерами от 0.005 до 0.001 мм, с интерсертальным расположением сгустков углеродистого вещества. Доломиты обычно более темные, коричневато-серые, содержат многочисленные обломки светлых известняков (также доломитизированных), неправильной формы стяжения пелитоморфных известняков буровато-коричневого, серовато-коричневого цвета.

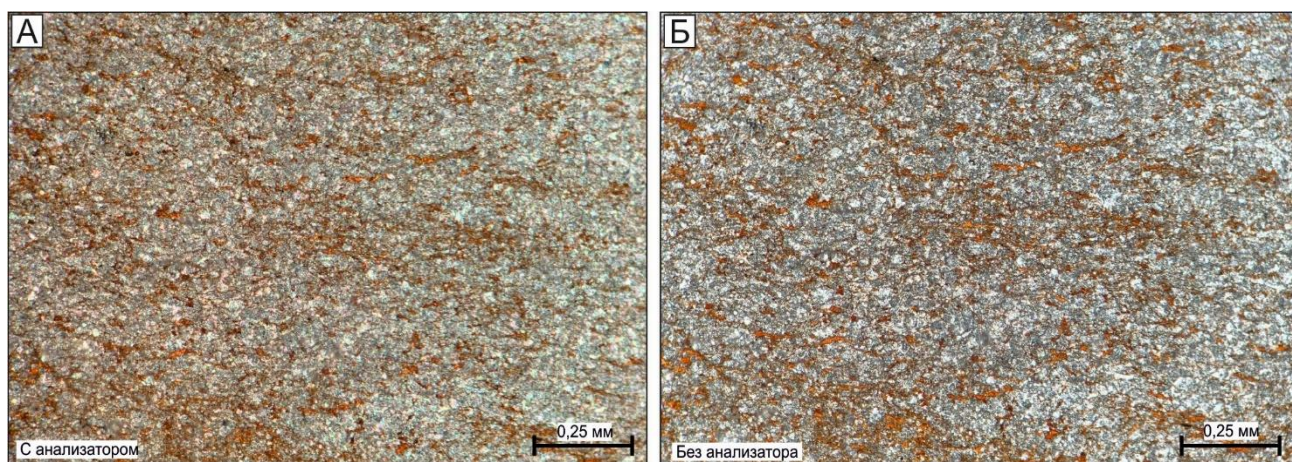


Рис. 2.14 Микрофотографии шлифа известкового алевросланца интенсивно обогащенного битуминозным веществом (обр. 69165, нижнее течение р. Синяя)

Известковые алверитистые сланцы по петрографическому составу во многом схожи с вышеописанными сланцеватыми известняками, однако ввиду преобладания глинистого вещества над обломками имеют отличный облик. Они на 45-80 % сложены неравномерно слоистой, хаотично рассланцеванной карбонатно-глинистой массой от бурого до насыщенно-бурого цвета, в которую заключены кристаллокласты кальцита, размерами от 0.05 до 0.1 мм. В них почти отсутствуют детритовые остатки организмов, за исключением игольчатых тонкозернистых

агрегатов, напоминающих спикулы губок (рисунок 2.15). В них всегда наблюдаются сложной формы обломки и литокласты пелитоморфных известняков, размерами до первых сантиметров, со сложными взаимными переходами, ассоциированные с подводно-оползевыми текстурами. Органическое вещество обособлено в виде тонких (менее 0.005 мм) либо более крупных (до 0.1 мм) сгустков неправильной формы, равномерно распределено по породе или приурочено к трещинам и линзовидным полостям, субсогласных линейности текстур породы. Структура пород пелитоморфная, сланцеватая, обломочная. Наложенные структуры в породах представлены кавернозностью и трещиноватостью. Трещины в породах занимают секущее положение к напластованию пород, сложены они как правило кальцитом, реже глинистой ожелезненной массой и гидроокислами железа. Каверны более распространены в восточной части выходов синской и кутургиновой свит, где достигают 5-8 % от породы. Здесь они начинают заполняться кристаллическими зернами тонко-мелкозернистого доломита, ассоциированного с наложенным ожелезнением.

5. Группа карбонатных пород переходного типа объединяет широкий спектр переходных хомогенно-органогенных, хомогенно-кластогенных и кластогено-органогенных пород переходного типа. Выделяются следующие типы пород: *известняки комковатые детритсодержащие, органогенно-обломочные известняки, пелитоморфные детритсодержащие известняки*. Они имеют локальное распространение в зонах литологических переходов различных стратиграфических единиц, в основном встречаются в еланской и кычикской Синско-Ботомской СФЗ, а также в отложениях хомустанской и танхайской свит Амгинской СФЗ, в пределах которых в мелководно-морских условиях наблюдается частая смена обломочных и хомогенных пород в разрезе.

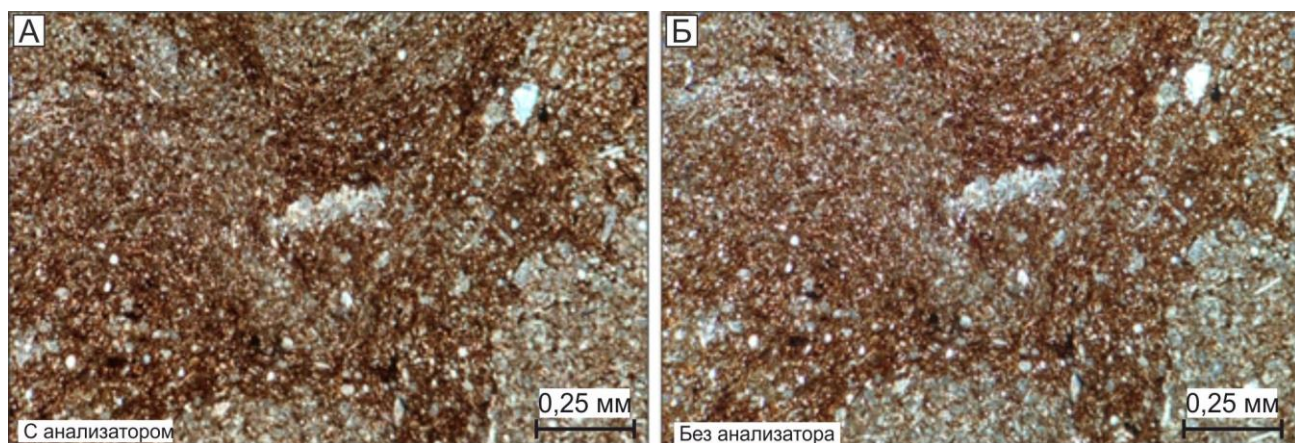


Рис. 2.15 Микрофотографии шлифа известкового битуминозного алевросланца с подводно-оползевыми текстурами (обр. 69165, устьевая часть р. Синяя)

6. Группа интенсивно выветрелых вулканических и вулканогенно-осадочных пород. В пределах изучаемой площади предшественниками упоминались находки интенсивно выветрелых вулканических пород, описываемых как гиалобазальты [48; 98; 203]. При этом

описания петрографического состава, структурно-вещественных особенностей пород и характера их взаимоотношений с вмещающими породами в фондовой и опубликованной литературе не приводилось.

Данные образования изучены автором в коренных выходах и элювиально-делювиальных развалах в нижнем течении рек Куччугуй-Кетеме и Кетеме на левобережье р. Лена. Во всех образцах пород в ходе петрографических исследований установлены интенсивные проявления гипергенных и разновозрастных гидротермально-метасоматических процессов, ввиду чего первичный состав не может быть определен. В связи с этим, петрографические особенности данных образований рассматриваются в *главе 3* при описании характера гипергенных и гидротермально-метасоматических процессов.

7. Мелко-среднезернистые эпигенетические доломиты и доломитизированные породы характеризуются широким развитием в пределах карбонатного разреза Толбо-Мухаттинской, Амгинский и Синско-Ботомской СФЗ. Они представлены массивными, реже тонкослоистыми ясно зернистыми мозаичными агрегатами гипидиоморфнозернистого доломита. Наблюдается формирование данных пород как по массивным хомогенным породам, так и по оолитовым известнякам и доломитам. Данные образования имеют эпигенетическую природу, а их литолого-геохимические особенности рассматриваются далее в *главе 3*.

Оценочные данные об объёме слагаемом выделенными литотипами в разрезах различных СФЗ приводятся в таблице 2.1. Для всех типов разреза в основании характерно наличие известково-глинистых пестроцветных отложений, неоднородно сменяющихся вверх по разрезу различными типами карбонатных пород. Для Синско-Ботомской СФЗ характерно развитие существенно битуминозных карбонатных пород, органогенных битумсодержащих известняков с тонкослоистыми пелитоморфными известняками с кремнистыми прослоями и стяжениями в нижней части разреза, при существенном обогащении верхней части разреза органогенно-обломочными и водорослевыми известняками и ритмично-слоистыми карбонатно-глинистыми отложениями. Для Амгинской СФЗ характерно сочетание слоистых и комковато-слоистых, в том числе водорослевых доломитов, доломитистых известняков и эпигенетических доломитов. Для Толбо-Мухаттинской СФЗ наиболее характерны органогенно-обломочные известняки и водорослевые доломиты, формирующие каркас водорослевого рифа, а также раннедиагенетические доломиты.

Сопоставляя объёмы развития определенных литологических разновидностей пород в пределах территории и учитывая особенности их фациального и стратиграфического положения, карбонатные отложения территории имеют выраженные различия в литолого-формационной принадлежности на уровне ранне- и среднекембрийской частей разреза (таблица 2.2). В соответствии с классификационным рядом рудовмещающих формаций месторождений MVT-

типа [37; 40; 105; 113; 114], отложения раннекембрийской части разреза Амгинской СФЗ и Толбо-Мухаттинской СФЗ могут быть отнесены к глинисто-известково-доломитовой формации, породы Синско-Ботомской СФЗ могут быть отнесены к кремнисто-известково-доломитовой формации, как и породы верхней части разреза Амгинской СФЗ. При этом породы среднекембрийской части разреза Синско-Ботомской СФЗ могут быть отнесены к доломит-глинисто-известковой формации.

Таблица 2.1

Характеристика литологического состава осадочных формаций юго-востока
Анабаро-Синской СФО

Характеристика	Содержание литологических разностей пород (%)				
	Толбо-Мухаттинская СФЗ (Ранний кембрий)	Амгинская СФЗ (ранний кембрий)	Амгинская СФЗ (средний кембрий)	Синско-Ботомская СФЗ (ранний кембрий)	Синско-Ботомская СФЗ (средний кембрий)
Глинистые осадки	10 %	15 %	15 %	10 %	25 %
Кремнистые осадки	Менее 1 %	Менее 1 %	Менее 1 %	-	-
Углеродистое вещество	-	Менее 1 %	Менее 1 %	5	Менее 1 %
Известняки	35 %	30 %	35 %	40 %	55 %
Доломиты	50 %	50 %	45 %	45%	10 %
Трахиролит-дациты и их туфы, туффиты и др. вулканические образования	-	-	-	Менее 1 %	
Алевролиты, песчаники, гравелиты	-	5 %	5 %	-	10 %
Рудовмещающая формация и ее состав	Глинисто-известково-доломитовая	Глинисто-известково-доломитовая	Кремнисто-известково-доломитовая	Кремнисто-известково-доломитовая	Доломит-глинисто-известняковая

Таким образом, карбонатные отложения территории по литологическим особенностям группируются в 7 литотипических групп, характеризующих палеофациальную обстановку формирования отложений, отвечая характерным микрофациям в пределах профиля карбонатных рифовых систем территории. В зависимости от объема литологических разновидностей в разрезе СФЗ они могут быть сопоставлены с несколькими типами рудовмещающих формаций, выделяемых для рудно-осадочных бассейнов, породы которых выполняют рудовмещающую роль для стратиформного в карбонатных толщах свинцово-цинкового оруденения.

Таблица 2.2

Характеристика оценочного объёма распространения выявленных литотипических разновидностей в различных СФЗ и возрастных интервалах формирования пород

Литотипы пород	I			II				III					IV	V	VI	VII
	Пелитоморфные известняки	Тонкозернистые известняки	Тонкозернистые доломиты	Известняки водорослевые комковатые	Известняки органогенные	Известняки онколитовые	Известняки биогермные строматолитовые	Известковые брекчии	Обломочные и органогенно-обломочные известняки	Известковые песчаники	Калькаренииты	Глауконитовые песчаники	Битуминозные известняки и сланцы	Породы переходных разновидностей	Вулканогенные породы	Степень вторичной доломитизации разреза
Толбо-Мухатгинская СФЗ (Ранний кембрий)	8	8	23	38	4	11	0	2	2	2	-	Менее 1	-	4	-	45-70
Амгинская СФЗ (ранний кембрий)	7	4	28	21	7	7	-	4	11	1	-	-	Менее 1	11	-	25-30
Амгинская СФЗ (средний кембрий)	10	5	15	24	5	5	13	5	10	2	-	-	-	6	-	25-40
Синско-Ботомская СФЗ (ранний кембрий)	16	43	5	5	5	-	-	2	-	-	-	-	16	5	Менее 1	25-40
Синско-Ботомская (средний кембрий)	14	18	2	14	9	-	0	6	14	5	5	Менее 1	Менее 1	14	-	Не более 5

ПРИМЕЧАНИЕ: Цифрами обозначены: **I** – группа существенно хемогенных карбонатных пород, **II** – группа существенно органогенных карбонатных пород, **III** – группа обломочных карбонатных пород, **IV** – группа существенно битуминозных карбонатных пород; **V** – группа пород переходных типов, **VI** – группа вулканогенных образований; **VII** – степень вторичной доломитизации разреза

При этом раннекембрийская часть разреза Синско-Ботомской СФЗ, в объеме которой выявлены рудопроявления и пункты минерализации Pb и Zn, относится к кремнисто-известково-доломитовой формации по классификации Г.В. Ручкина и соавторов [114].

2.2. Состав и особенности распределения петрогенных, примесных и редкоземельных элементов в породах юго-восточной части Анабаро-Синской СФО

2.2.1. Методика литолого-геохимического и изучения карбонатных отложений

Несмотря на значительный объём исследований вопросов структурно-формационного районирования, стратиграфии и палеогеографии юго-восточной части Анабаро-Синской СФО, целенаправленных литолого-геохимических исследований карбонатных пород территории до текущего момента не производилось. Геохимические исследования коренных пород территории проводились предшественниками в рамках геолого-съёмочных работ (ГСР) и аэро-фото-геолого-съёмочных работ (АФГК), масштаба 1:200 000 и 1:50 000, и при поисковых работах масштаба 1:50 000 на площади водораздела рек Амга и Лена [27; 28; 195-197; 200-205]. Большинство проб анализировались методами с низкими порогами обнаружения (методики ПКСА, атомно-эмиссионный (ICP-AES) метод) на ограниченный круг элементов при низкой чувствительности аппаратуры. Сотрудниками ИМГРЭ при составлении геохимической основы листа Р-52 выполнено изучение геохимической специализация геологических комплексов [200] по всему объёму ретроспективных данных. Для ранне-среднекембрийского карбонатного комплекса специализация рассчитывалась по средним значениям из 9 выборок общей суммой проб в 741 ед., которые нормировались на средний кларк между карбонатными и глинистыми породами. В группу элементов накопления вошёл только молибден. Учитывая, что изученность территории неполная, а основные работы предшественников проводились в пределах локальных участков, в данной выборке полностью отсутствовали данные по левобережью р. Лена и среднему течению р. Амга. В пределах опорных участков аналитический материал отбирался предшественниками локально и в целом не соответствовал масштабу работ [200]. Таким образом, использование ретроспективных данных предшественников в данной работе не целесообразно, ввиду их низкой представительности.

В основу геохимического изучения карбонатных пород территории положены методические основы диагностики карбонатных комплексов различных геодинамических обстановок Е.Ф. Летниковой и соавторов [49; 74-76; 136-139]. Данная методика хорошо зарекомендовала себя при изучении карбонатных отложений с незначительной долей нерастворимого остатка и терригенных примесей, и направлена на выявление условий осадконакопления карбонатных отложений и определения парагенетического типа источников сноса питающей провинции.

Отбор проб проводился в рамках площадного геохимического опробования коренных выходов стратиграфических подразделений и, по возможности, детального опробования стратотипических и опорных разрезов. Основное внимание уделялось наименее измененным карбонатным породам с минимальной долей терригенной примеси и вещественных проявлений гидротермально-метасоматических и прочих постседиментационных преобразований. При изучении коренных выходов и выбора места отбора пробы внимание уделялось структурно-вещественным характеристикам карбонатных пород, особенностям их минерального состава, последовательности напластования пород в разрезе, а также степени и характеру постседиментационных изменений. Дополнительно для ряда проб проводилось микронзондовое исследование минералов для анализа последовательности минералообразования и уточнения состава карбонатных минералов. Данные геохимических исследований сопоставлялись с результатами литологического и петрографического анализа пород.

Особенностью геохимических исследований карбонатных пород является малая информативность отношений петрогенных элементов и системы генетических модулей [49; 74; 136-139], широко применяемых при изучении терригенных и вулканогенно-осадочных отложений. Следует отметить, что большую часть элементов характеризует состав глинистой и терригенной фракции карбонатных пород (нерастворимый остаток). Изучаемые элементы разделяются на две обособленных группы, концентрации и закономерные ассоциации которых позволяют получить различную информацию об истории процессов осадконакопления и эволюции осадочного бассейна.

Характеристика распределения типоморфных (Ti, Mn, Zr, Sr, Ba) и редкоземельных элементов (REE) позволяет охарактеризовать условия накопления карбонатного осадка и пути его транспортировки в бассейн осадконакопления [49; 74-76; 136-139]. Данные элементы имеют отчетливую предрасположенность к накоплению в карбонатных отложениях, сформировавшихся в различных палеогеографических обстановках, степень их концентрации в породах обусловлена, в первую очередь, палеогеографическими условиями, глубиной осадконакопления, активностью гидродинамики и физико-химическими параметрами среды, что позволяет дополнять данные о фациальной принадлежности изученных отложений с учётом данных литолого-петрографических исследований и палеогеографических реконструкций предшественников.

Петрогенетические ассоциации и аномальные концентрации примесных элементов позволяют в первую очередь моделировать генетический состав пород питающей провинции (состав размываемых пород суши или моря) по степени основности от ультраосновного до кислого [11; 12; 74; 136] и агента его переноса в бассейн осадконакопления (таблица 2.3). На наличие ультраосновного источника могут указывать такие элементы, как *Ni*, *Cr*, *Co*, *Mg*, *Fe*, *Mn*,

Pd, Pt. На основной состав источника указывают *V, Cu, Sc, Sb, Ag, Zn, Nb, Y*. В случае преобладания в области размыва пород среднего состава будет наблюдаться обогащение такими элементами как *Ti, Br, P, Sr, As, Cd*. Если в питающей провинции преобладают кислые породы, будет наблюдаться обогащение *Sn, Pb, Zn, Be, Ba, Mo, U, W, F, Cl, Li, Rb, Th, Ta*. Как видно, некоторые элементы являются маркерами как кислых, так и основных пород, поэтому при установлении их принадлежности необходимо учитывать корреляцию с другими элементами. Кроме того, данные элементы ввиду геохимических особенностей также, как и типоморфные элементы, по-разному концентрируются в различных карбонатных породах и фациальных обстановках. Однако их концентрация в породах в первую очередь обусловлена геохимической специализацией и составом пород в питающей бассейн осадконакопления территории, что не позволяет отнести их к типоморфным элементам карбонатных пород.

Такие маломобильные элементы как *титан, циркон, хром, ниобий* накапливаются в самой тяжелой части нерастворимого остатка. Максимальное значение их концентрации будет наблюдаться в породах с повышенной составляющей кластогенного вещества (карбонатные песчаники, алевролиты) и в прибрежно-морских породах с активным гидродинамическим режимом выше базиса волновой эрозии. Следует отметить, что повышенная концентрация *Ст* преимущественно указывает и на недалекий источник его размыва [74; 76; 136-139].

Таблица 2.3

Типичные элементы различных петрогенетических типов пород по
В.И.Рехарскому [12; 91]

Тип пород	Характерные элементы-маркеры
Ультраосновные	Ni, Cr, Co, Mg, Fe, Mn, Pd, Pt
Основные	V, Cu, Sc, Sb, Ag, Zn, Nb, Y
Средние	Ti, Br, P, Sr, As, Cd
Кислые	Sn, Pb, Zn, Be, Ba, Mo, U, W, F, Cl, Li, Rb, Th, Ta

Марганец достаточно распространенный элемент в карбонатных породах – надежный маркер геохимического окислительного барьера. Таковыми барьерами в пределах морского бассейна являются два батиметрических уровня. Первый – мелководно-морской, в пределах которого *Mn* нерастворим в морской воде и быстро осаждается, накапливаясь в осадке. Второй уровень – отложения глубоко шельфа и палеодепрессии. Повышенные концентрации *Mn* могут указывать и на гумидность климата в зоне осадконакопления. Источниками поступления *Mn* в бассейн являются континентальный снос, а также подводный вулканизм, гальмиролиз и гидротермальные процессы. В последнем случае он будет формировать устойчивые ассоциации с *Ba, Pb, Zn, Co, Ni* [74; 75; 136-139].

Обособленным элементом среди рассматриваемых является *стронций*, концентрирующийся не в нерастворимом остатке, а в карбонатной породообразующей фракции, преимущественно в виде изоморфной примеси в кальците. Другая его особенность – преимущественное поступление в бассейн не в результате континентального сноса, а хемогенное отложение из воды морского бассейна. По этой причине он является важным маркером условий осадконакопления и постседиментационных преобразований карбонатных пород. Причиной вариации концентраций Sr являются частичная или полная изоляция бассейна и начало процесса эвапоритизации, обеднение пород Sr за счет воздействия гидротермально-метасоматических процессов, гальмиролиза и гипергенеза, обеднение рифовых и рифогенных пород Sr за счет влияния опресненных атмосферных осадков из-за длительного нахождения пород выше уровня моря [129; 136-139]. Другая характерная особенность поведения Sr в породах заключается в его неравномерной концентрации с частым переслаиванием в разрезе глинистых и известковых открыто-морских отложений. Глинистые части разреза будут иметь повышенные содержания Sr по отношению к известковым, так как в процессе раннего диагенеза они выступают в роли барьера [136-139].

Важный петрогенный элемент *барий* поступает в бассейн как при континентальном сносе, так и за счет подводных гидротерм и вулканизма. Мигрирует он преимущественно в коллоидной форме и накапливается на геохимических барьерах, важнейшими из которых будут являться: накопление в эвапоритовых толщах, сорбция Ba глинистым и органическим веществом, оксидами и гидроксидами марганца и железа. [136-139].

Такие литофильные элементы, как *олово*, *вольфрам*, *молибден* преимущественно являются маркерами размыва кислых отложений. Для данных элементов характерна слабая способность к миграции и накопление в тяжелой фракции нерастворимого остатка при недалеком источнике сноса [136-139].

Преимущественно сосуществующие *кобальт* и *никель* могут поступать в бассейн при размыве ультраосновных и основных пород, где будут сопутствовать *хрому*. Кроме того, данные элементы являются маркерами подводного вулканизма и гальмиролиза в бассейне осадконакопления [136-139].

Ванадий является важным показателем основного состава петрофонда питающей провинции. Данный элемент хорошо мигрирует в бассейне осадконакопления в виде механической взвеси и в коллоидной форме, и накапливается глинистым и органическим веществом, отчего повышенные его содержания присущи глубоководным доманикоидным карбонатным породам [136-139].

Медь имеет разнообразные пути поступления в бассейн, основными из которых является разрушение уже обогащенных медью пород питающей провинции и активный подводный

магматизм. Мигрирует как правило в коллоидной форме и легко усваивается органическим веществом, сернистыми соединениями, глинистым веществом, гидроокислами железа и марганца. В прибрежно-морских обстановках будет, как правило, сопутствовать железу [136-139].

Весьма характерный элемент в карбонатных породах *цинк* ассоциируется с широким набором потенциальных источников поступления в бассейн. На размыв кислых пород будет указывать его соседство с оловом, бериллием, свинцом; основных пород (в особенности габбро и их метаморфизованных аналогов) – ассоциация с ванадием, медью, скандием, а на привнос из морских гидротерм – ассоциация с кобальтом, никелем, барием. Мигрирует он, как правило, в виде коллоидных растворов. В целом, карбонатные осадки являются наиболее благоприятной средой концентрации цинка в морских отложениях [136-139].

Свинец формирует соли, плохо растворимые в морской воде, и содержится в ней в весьма незначительных количествах. Повышенная концентрация данного элемента может наблюдаться в неглубокой шельфовой зоне, где свинец отлагается на окислительном барьере. С увеличением глубины осадконакопления породы резко обедняются данным элементом. Область питания – размыв кислых и средних пород, а также гальмиролиз и подводные гидротермы. Именно последние являются наиболее характерными источниками его поступления в бассейн осадконакопления [136-139].

Литий и *рубидий* имеют отличительную черту накапливаться в осадочных и вулканогенно-осадочных породах, а также параметаморфических комплексах. В случае ассоциации лития и рубидия вероятно распространение в питающей провинции лейкократовых гранито-гнейсов и пегматитов. Другим, достаточно специфическим источником лития, является размыв редкометальных месторождений. В данном случае будет наблюдаться ассоциация с оловом, вольфрамом и висмутом [136-139].

При изучении спектров распределения типоморфных и примесных элементов, для оценки степени обогащения или обеднения пород элементами, полученные данные нормировались на кларковые значения в карбонатных породах по В.А. Беусу [91], при изучении характера фракционирования REE данные нормировались на стандарт CI хондрит [174]. Данные исследования проводились для пород всех ранне-среднекембрийских стратиграфических подразделений территории и СФЗ в целом.

2.2.2. Закономерности распределения геохимических элементов в карбонатных отложениях территории

Характер распределения примесных элементов для пород Синско-Ботомской, Амгинской и Тобло-Мухатгинской СФЗ имеет свои закономерные особенности. Содержания элементов в

различных стратиграфических подразделениях структурно-формационных зон приводится ниже в таблицах 2.4 и 2.5.

В целом для осадочного бассейна юго-восточной части Анабаро-Синской СФО характерно ярко выраженное обеднение пород примесными элементами и незначительная вариация концентраций элементов в пределах свит, среднегеометрические значения для которых варьируют от 0.2 до 0.7 кларк-коцентраций (далее «КК»). Наименьшие концентрации в породах характерны для таких элементов как Y, Ag, Sn и W, Th, содержание которых в большинстве случаев ниже порога обнаружения. В значительной степени (за рядом исключений) породы обеднены Zn, Pb, Sn. Кларковая и близкларковая концентрация характерны для таких элементов, как Cr, Li, Rb. Значения концентрации таких элементы как Co, Sr, Mo, Cu, U вариативны.

Таблица 2.4

Среднегеометрические значения концентрации примесных элементов в карбонатных отложениях Синско-Ботомской СФЗ

Элемент (г/т)	Синско-Ботомская СФЗ									
	Пестроцветная (а) и переходная свиты	Синская свита	Куторгиновая свита	Кетеменская свита (а)	Кетеменская свита (б)	Кетеменская свита (в)	Еланская свита	Кычкская свита	Усть-Ботомская свита	Кларк концентрации по Беусу
Co	1.43	0.61	0.25	0.50	2.00	2.78	0.81	1.19	1.69	1.60
Ni	3.65	2.72	1.13	0.95	3.00	5.53	3.25	3.84	5.84	12.00
Cr	9.51	6.16	3.46	2.25	3.37	6.40	7.74	16.88	21.11	11.00
V	10.87	8.27	4.19	3.62	8.01	7.23	12.28	9.47	10.89	19.00
Y	4.31	3.46	1.07	1.72	5.63	4.80	4.45	5.73	5.99	20.00
Cu	3.00	3.38	1.62	0.91	2.00	2.53	2.59	2.58	3.80	6.80
Zn	7.45	4.95	1.77	25.31	98.84	9.36	8.34	5.43	6.92	20.00
Ag	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.02	0.01	0.01	0.07
Li	5.26	3.75	0.68	0.74	1.24	8.45	2.48	6.04	6.25	6.90
Sb	0.07	0.09	0.05	0.06	0.08	0.06	0.13	0.09	0.10	0.23
Pb	1.13	1.91	2.59	4.71	19.94	1.44	5.55	1.88	2.47	8.80
Rb	7.70	3.62	1.00	1.08	1.30	2.27	3.31	4.86	7.10	5.00
Sr	260.01	406.50	363.47	83.09	142.09	83.20	329.92	609.08	828.82	540.00
Zr	11.47	6.65	2.39	12.45	19.10	8.20	12.09	10.60	20.33	20.00
Mo	0.30	0.34	0.30	0.67	0.48	0.37	1.38	0.40	0.46	0.50
Sn	0.21	0.15	0.24	0.62	0.16	0.29	0.77	0.83	0.77	2.50
W	0.44	0.25	0.25	0.28	0.35	0.34	0.25	0.27	0.27	0.53
Th	0.82	0.56	0.18	0.07	0.24	0.33	0.34	0.44	0.67	1.80
U	0.53	0.76	0.81	0.78	2.02	0.74	2.33	1.28	1.22	2.30

Примечание: Полу жирным курсивным начертанием обозначены значения, превышающие кларковое в карбонатных породах по В.А. Беусу [91]. Для кетеменской свиты: **а** – участок на левобережье р. Лена; **б** – участок в долине р. Ботома; **в** – участок в долине р. Мундуручку.

Различия в распределении элементов в целом не связаны с изменением агента и способа переноса элементов в бассейн осадконакопления, а подчиняются изменению литологического состава пород и условий осадконакопления, что можно наблюдать на графиках с вынесенными

фигуративными точками среднегеометрических значений для отдельных свит (рисунок 2.16). Так для пород пестроцветной, переходной, синской, а также кычикской и усть-ботомской свит, значительный объём которых слагают тонко-мелкозернистые и пелитоморфные известняки и другие существенно кальциевые породы, характерны близкларковые концентрации Li и Rb, в то время как имеющие в составе значительную примесь доломитовой составляющей отложения кетеменской, титаринской и еланской свит ими обеднены.

Для отложений, сформировавшихся в условиях активной гидродинамики, в составе которых распространены органогенно-обломочные отложения (танхайская, хомустахская, частично синская и еланская свиты) характерны схожие положения фигуративных линий с относительным повышением концентрации Cr, Zr, Mo.

Таблица 2.5

Среднегеометрические значения концентрации редких и рассеянных элементов в карбонатных отложениях Синско-Ботомской СФЗ

Элемент (г/т)	Амгинская СФЗ						Толбо-Мухаттинская СФЗ		Кларк концентрации по Беусу
	Унгелинская свита (а)	Унгелинская свита (б)	Унгелинская свита (в)	Олёкминская свита	Бырьлайская свита	Амгинская и танхайская свиты	Пестроцветная свита (б)	Ой-муранский рифовый массив	
Co	1.87	2.05	2.87	0.71	0.57	0.47	1.37	0.25	1.60
Ni	3.56	2.30	7.05	1.71	2.52	1.45	3.67	0.85	12.00
Cr	7.45	10.87	8.64	8.38	15.26	11.44	8.27	1.21	11.00
V	16.35	5.46	16.34	10.19	3.94	3.26	10.17	2.15	19.00
Y	3.79	1.33	4.82	1.57	1.25	1.89	3.17	1.87	20.00
Cu	2.40	1.70	9.04	1.62	2.84	1.13	5.56	0.97	6.80
Zn	4.56	3.65	7.14	2.87	3.73	3.08	6.31	0.50	20.00
Ag	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.03	0.01	0.01	0.07
Li	16.19	8.22	13.29	3.87	20.07	1.52	6.90	2.75	6.90
Sb	0.08	0.09	0.14	0.08	0.06	0.07	0.06	0.05	0.23
Pb	0.62	1.06	2.00	0.98	1.33	1.57	0.90	0.50	8.80
Rb	7.98	2.11	5.54	1.73	3.40	2.32	6.17	1.58	5.00
Sr	209.41	43.41	134.34	101.35	52.15	599.08	149.18	102.52	540.00
Zr	28.34	16.36	12.56	15.46	20.93	20.56	11.07	1.91	20.00
Mo	0.63	1.33	0.67	0.57	0.36	0.41	0.33	0.30	0.50
Sn	0.86	0.67	0.27	0.55	0.85	0.99	0.25	0.53	2.50
W	0.44	0.32	0.88	0.59	0.26	0.25	0.26	0.25	0.53
Th	0.92	0.32	0.89	0.27	0.30	0.17	0.59	0.14	1.80
U	1.07	0.77	1.36	1.02	1.28	0.87	0.48	0.17	2.30

Примечание: Полужирным курсивным начертанием обозначены значения, превышающие кларковое в карбонатных породах по В.А. Беусу [91]. Для унгелинской свиты: **а** – участок в верховьях р. Нялыкталах; **б** – участок в верховьях р. Кырбыкан; **в** – участок в районе р. Улу).

Концентрация Sr также закономерно меняется в рассматриваемых породах. В существенно доломитовых отложениях, а также рифовых и рифогенных породах, концентрация его варьирует от 0.3-0.5 КК, в то время как для известковых и известково-глинистых отложений, например, для пород пестроцветной и усть-ботомской свиты, она варьирует от 1 до 5 КК. Различия в характере распределения элементов в пределах различных СФЗ хорошо наблюдаются на спайдер-диаграммах (рисунок 2.16). Для пород пестроцветной свиты, сформированных в различных СФЗ, в целом характерен схожий наклон фигуративных линий и слабо различающиеся КК элементов. Это может указывать на то, что формирующийся в раннеатдабанское время карбонатный риф еще не выполнял роль барьера. Отложения же непосредственно рифовых фаций Западно-Якутского барьерного рифа в значительной степени обеднены рассеянными элементами (КК близки к 0,1).

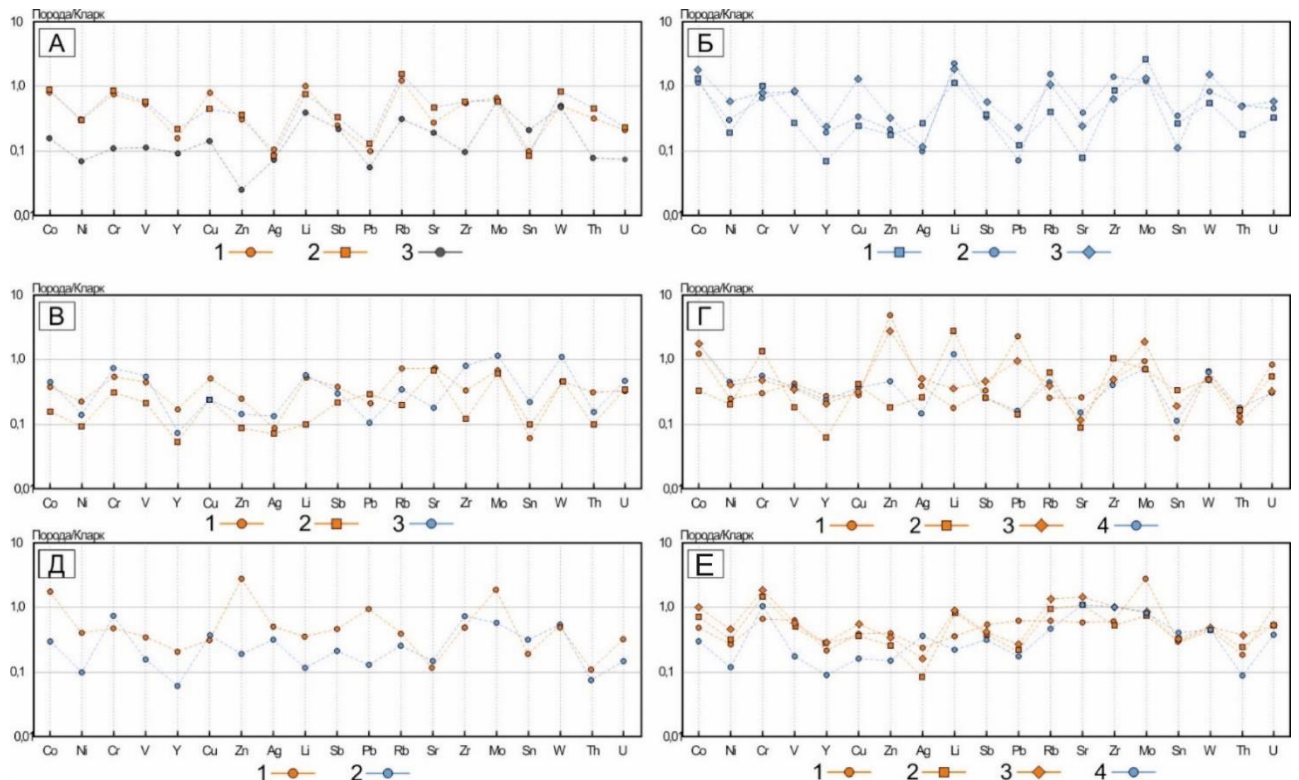


Рис. 2.16 Графики, отображающие степень концентрации рассеянных элементов в карбонатных породах юго-восточной части Анабаро-Синской СФЗ [61]

Условные обозначения: *Оранжевым* цветом обозначены спектры пород Синско-Ботомской СФЗ, *серым* – Тобло-Мухаттинской СФЗ; *синим* – Амгинской СФЗ.

А – отложения томмотского и атдабанского ярусов: **1** – пестроцветная и переходная свиты (восточнее Ой-Муранского рифа); **2** – пестроцветная свита (западнее Ой-Муранского рифа); **3** – чуранская, еловская и нохойская толщи (Ой-Муранский рифовый массив).

Б – отложения атдабанского яруса: **1-3** Унгелинская свита (**1** – верховья р. Нялыкталах; **2** – верховья р. Кырбыкан; **3** – район р. Улуу).

В – отложения ботомского яруса: **1** – синская свита, **2** – кутургиновая свита; **3** – олёмминская свита).

Г – отложения ранне-тойнского яруса: **1** – кетеменская свита, район р. Лена; **2** – кетеменская свита, район р. Мундуруччу; **3** – кетеменская свита, район р. Ботома; **4** – барылайская свита.

Д – отложения верхне-тойнского яруса: **1** – титаринская свита; **2** – хомустанская и амгинская свиты.

Е – отложения амгинского и майского ярусов. **1** – еланская свита; **2** – кычикская свита; **3** – усть-ботомская свита; **4** – танахайская свиты.

Значения для пород нормированы на кларк в карбонатных породах по В.А. Беусу [91].

Схожая картина наблюдается и для пород унгелинской свиты Амгинской СФЗ (рисунок 2.16-Б). Видно, что породы, формировавшиеся как к юго-востоку, так и к юго-западу от оси Западно-Якутского барьерного рифа имеют схожие положения фигуративных точек. Рост концентрации Sr в восточном направлении может быть объяснен меньшим воздействием инфильтрационных вод, ввиду проградации рифовых фаций в юго-западном направлении. Повышенная концентрация Cu в породах унгелинской свиты в районе р. Улу может быть объяснена как поздним эндогенным привнесом, так и локальной особенностью источника поступления пород в пределах внутреннего зарифового шельфа.

Мы видим, что характер наклона фигуративных линий в пределах различных свит Синско-Ботомской и Амгинской СФЗ в целом сопоставим. В то же время, начиная с ботомского времени, характер распределения элементов в пределах Синско-Ботомской и Амгинской СФЗ становится различным. На рисунке 2.16-В видно, что, не смотря на различия в концентрации элементов, характер наклона фигуративных линий для пород синской свиты Синско-Ботомской СФЗ и олекминской свиты Амгинской СФЗ совпадают, однако для пород куторгиновой свиты имеет совершенно отличные характеристики. Также наблюдается и ярко выраженное относительное обогащение пород олекминской свиты такими элементами, как Cr, V, Mo, W при выраженном обеднении Pb, Zn. Еще более ярко дифференциация проявлена в отложениях тойонского яруса. На рисунке 2.16-Г видно, насколько сильно различается поведение элементов в породах кетеменской и барылайской свит. Для Синско-Ботомской СФЗ характерно ярко выраженное обогащение пород Co, Zn, Pb, Mo, частично Cr, Zr, при резком обеднении пород Li, Sr, Rb, в то время как поведение данных элементов в породах Амгинской СФЗ диаметрально противоположно. Обеднение Sr в обоих типах разреза тойонских отложений объясняется как существенно доломитовым составом пород, так и длительным воздействием инфильтрационных вод. Примечательно и то, что породы, картированные предшественниками в верховьях р. Мундуруччу в составе кетеменской свиты, по характеру распределения примесных элементов идентичны породам барылайской свиты, её фациального аналога.

При сравнении геохимических данных для пород титаринской и хомустанской свиты также видно дифференцированность распределения фигуративных точек концентрации элементов (рисунок 2.16-Д). Породы титаринской свиты в целом наследуют особенности состава пород кетеменской свиты и характеризуются выраженным обогащением Zn, Pb, Co, Mo, в то время как породы хомустанской свиты в целом обеднены примесными элементами.

Для пород среднего кембрия отличия в геохимической специализации отложений различных СФЗ выражены не столь значительно. Это обусловлено схожестью палеофациальной позиции данных отложений и их приуроченностью к одной структуре – Танхайско-Устьмильскому карбонатному рифу. Породы характеризуются близкларковыми концентрациями

Sr, Zr, Mo, Cr при незначительном обеднении прочими примесными элементами, которое интенсивнее выражено в породах Амгинской СФЗ (рисунок 2.16-Е). Отличные от остальных свит данного возрастного среза характеристики имеет еланская свита Синско-Ботомской СФЗ, с выраженным обогащением пород молибденом, что согласуется с предшественниками [200].

Мы видим, что неравномерный характер распределения элементов в породах различных СФЗ выражен для пород среднекембрийского возраста, а также раннекембрийских пород тойонского яруса. При этом сами фигуративные кривые имеют схожие углы наклона. Данные факторного анализа, приведенные на рисунках 2.17 и 2.18, указывают на сосуществование в пределах изученной территории нескольких групп элементов, различно сонаходящихся в карбонатных породах.

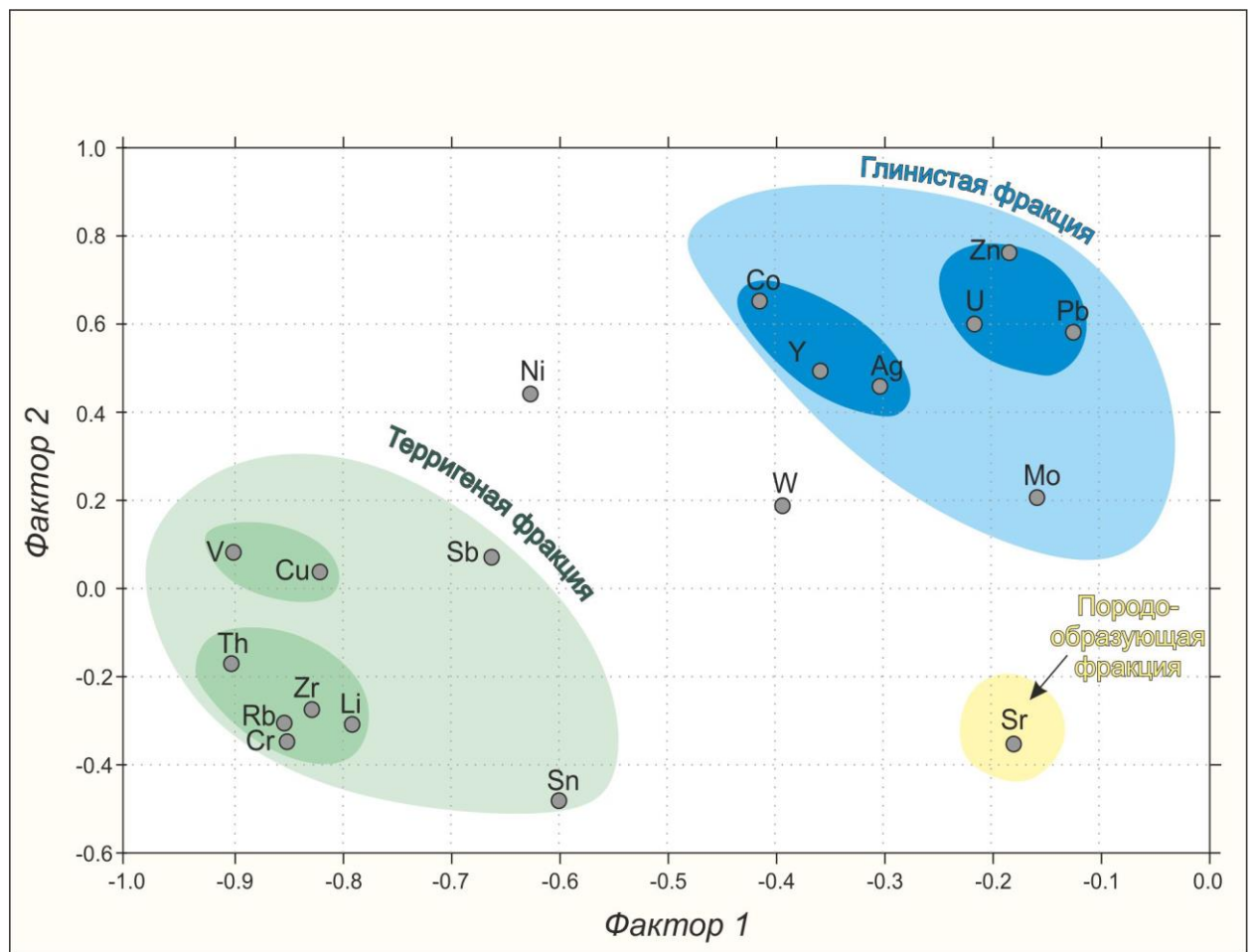


Рис. 2.17 Графическое отображение результатов факторного анализа, показывающее характер распределения и концентрации элементов в карбонатных породах Синско-Ботомской СФЗ

Для отложений Синско-Ботомской СФЗ характерны две выраженные группы ассоциаций элементов (рисунок 2.17). В первую входят две устойчивых ассоциации: *Zn-Pb-U*; *Co-Y-Ag-Mo*. Во вторую группу входят *Li-Th-Cr-Rb-Zr*; *V-Cu*. Ассоциации второй группы включают крупноионные элементы, приуроченные к «терригенной» части пород. Вызывает интерес приуроченность к данной группе такого элемента как Li, преимущественно концентрирующегося в глинистой фракции карбонатных отложений. В ассоциации первой группы объединяются

достаточно мобильные, преимущественно халькофильные элементы, предположительно, локализованные в тонкодисперсной части нерастворимого осадка. Учитывая, что большинство раннекембрийских карбонатных пород территории в той или иной степени претерпели постседиментационные катагенетические преобразования (вторичная доломитизация, джаспероидизация, выветривание, аргиллизитизация), данный ряд может также объединять элементы, сконцентрированные в новообразованных минералах. Такие элементы, как *Ni*, *W*, *Sn* не формируют устойчивых связей в виду весьма незначительных концентраций.

В породах Агинской СФЗ наблюдаются три группы ассоциаций (рисунок 2.18). В первую группу входят *V-Y-Th-Zr*; *W-Rb*, во вторую группу *Zn-Ni-Sb* и *Cr-Pb-U*. Обособленной группой выступают *Li-Sr-Ag*. Коэффициенты корреляции элементов первых двух групп выше, чем в породах Синско-Ботомской СФЗ, ассоциации формируют сближенное облако фигуративных точек. Такие значения могут быть объяснены большим разнообразием литологического состава пород Амгинской СФЗ и степенью концентраций элементов, варьирующих от близкларковых значений до 0.01 КК. Обособленная группа Co-Cu обусловлена повышенной концентрацией данных элементов в разрезе унгелинской свиты, что может быть связано с эндогенным привнесением данных элементов после седиментации. Группа Li-Sr-Ag отвечает элементам, локализованным в карбонатной и глинисто-карбонатной части породы. Ассоциация Li и Sr объясняется закономерным влиянием инфильтрационных вод на карбонатные породы при повышенной и близкларковой концентрации данных элементов, а также обилием глинистых известняков и мергелей, особенно в среднекембрийской части разреза. Такие элементы, как *Mo*, *Sn* не формируют устойчивых ассоциаций ни с одним из элементов ввиду низких концентраций.

Как видно, для отложений восточной части Анабаро-Синской СФО наблюдаются схожие классы ассоциаций элементов, имеющих различную геохимическую специализацию. Ассоциация *Co-Ni* с *Cr* в целом характерна для ультраосновного петрогенетического состава питающей провинции, ассоциация *V-Cu-Y±Zn* для основного, а ассоциация *Li-Rb* для лейкократовых гранито-гнейсов и пегматитов. Маркеры кислого и среднего петрофонада никак не проявлены в осадочных породах бассейна. Важно отметить, что границы выявленных ассоциаций в некоторой степени условны, а причина высокой степени корреляции некоторых элементов кроется в достаточно низких их концентрациях, отчего вариации состава элементов в породах незначительны.

Характеристика распределения REE в карбонатных породах является информативным признаком, определяющим условия формирования пород, ввиду их инертного поведения в ходе наложения метаморфических или гидротермально-метасоматических процессов [74; 76; 85; 120; 129; 141; 142].

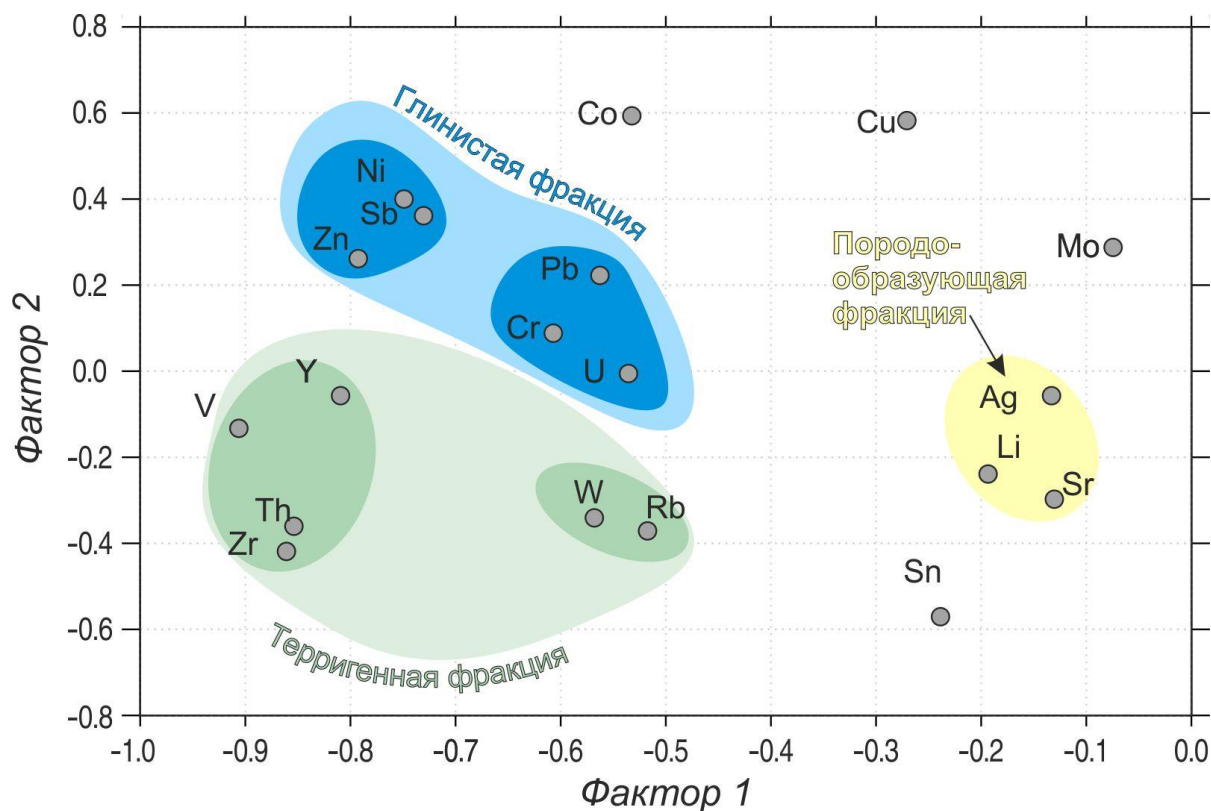


Рис. 2.18 Графическое отображение результатов факторного анализа, показывающее характер распределения и концентрации элементов в карбонатных породах Амгинской СФЗ

Ввиду достаточно широкого объёма использованных данных для 15 свит различных СФЗ, данные о характере фракционирования REE приводятся ниже в табличном виде (таблица 2.6). Мы видим, что для всех изученных отложений характерно выраженное обогащение пород легкими редкоземельными элементами (далее LREE) относительно тяжёлых (далее HREE). В наибольшей степени это проявлено в породах унгелинской, олекминской и барылайской свит Амгинской СФЗ. При этом наименьшие значения отношения LREE/HREE присущи породам кетеменской и титаринской свит Синско-Ботомской СФЗ. Содержание $\sum\text{REE}$ в породах варьируют в интервале от 0.74 г/т до аномально высоких 296.68 г/т, в среднем составляя 10-20 г/т. Наиболее обогащенными $\sum\text{REE}$ являются углеродсодержащие и углеродистые сланцеватые породы синской свиты.

Характеристика цериевой и европиевой аномалий в породах рассматриваемой части Анабаро-Синской СФО также приведен выше в таблице 2.6. Среди всех элементов Eu и Ce являются наиболее важными индикаторами окислительных и восстановительных обстановок осадконакопления [64; 85; 91; 120; 141; 142]. Для осадочных морских карбонатных отложений в целом характерна отрицательная Eu-аномалия, обусловленная тем, что Eu^{3+} является доминирующей валентностью, имеющей место при диагенетических условиях, в то время как образование значительных количеств Eu^{2+} ограничивается восстановительными условиями и повышенными температурами среды и происходит в ходе гидротермально-метасоматических процессов [64; 142].

Таблица 2.6

Характеристика распределения REE в карбонатных породах юго-восточной части Анабаро-Синской СФО с приведенными значениями Eu- и Ce-аномалий

Синско-Ботомская СФЗ							
Подразделение	LREE/HREE	Eu/Eu*	Ce/Ce*	Σ REE min	Σ REE max	Σ REE ср.геом	Кол/во измерений
<i>Усть-Ботомская свита</i>	6.75	0.73	1.32	4.17	166.09	28.13	22
<i>Кычикская свита</i>	6.97	0.70	1.25	2.73	99.81	24.60	13
<i>Еланская свита</i>	6.76	0.57	1.01	5.02	56.18	16.55	6
<i>Титаринская свита</i>	4.51	0.47	0.74	0.74	48.18	9.78	19
<i>Кетеменская свита</i>	5.05	0.46	0.77	1.11	296.68	9.89	38
<i>Куторгиновская свита</i>	7.17	0.24	0.49	2.18	5.91	3.73	5
<i>Синская свита</i>	6.96	0.46	0.85	20.48	47.34	31.24	3
<i>Пестроцветная и переходная свиты</i>	8.09	0.77	1.42	6.46	32.53	11.03	4
Амгинская СФЗ							
Подразделение	LREE/HREE	Eu/Eu*	Ce/Ce*	Σ REE min	Σ REE max	Σ REE ср.геом	Кол/во измерений
<i>Танхайская свита</i>	7.33	0.37	0.67	1.89	28.97	6.75	14
<i>Хомустахская и амгинская свиты</i>	8.01	0.27	0.59	4.23	5.13	4.78	3
<i>Барылайская свита</i>	11.32	0.36	0.83	1.21	36.84	9.36	19
<i>Олёкминская свита</i>	7.17	0.30	0.60	1.91	187.96	5.95	15
<i>Унгелинская свита</i>	9.39	0.58	1.21	4.08	68.10	21.87	40

Для отложений большинства свит территории характерен выраженный Eu-минимум, в наибольшей степени проявленный в породах Амгинской СФЗ, а также в битуминозных известняках и доломитах куторгиновской свиты Синско-Ботомской СФЗ. Наибольшие значения Eu-аномалии получены для пробы измененных доломитов кетеменской свиты в долине р. Мундуруччу, где составляют 3.17 при среднем значении для свиты в 0.46. Минимальные значения Eu-аномалии получены для доломитизированного глинистого известняка барылайской свиты, составляющие 0.12.

В то же время, поведение Ce-аномалии в породах неоднородно. Данная «аномалия» возникает в карбонатных отложениях в результате окисления Ce^{3+} до Ce^{4+} и отделения его от REE, отражением чего является выраженная положительная аномалия Ce в морской воде. Для раннекембрийских пород томмотского и атдабанского ярусов характерны в целом положительные Ce аномалии от 1.21 до 1.42. Высокие значения Ce-аномалии характерны и для отложений усть-ботомской свиты среднего кембрия, где достигают 3.05. Наиболее выраженная Ce-аномалия характерна для образца кетеменской свиты в долине р. Мундуруччу, где измеренное её значение Ce/Ce* составляет 3.92.

Низкие значения Ce-аномалии для пород олёкминской, барылайской, хомустахской и танхайской свит, сформировавшихся в мелководно-морских условиях с широким развитием органогенных и органогенно-обломочных пород, может отражать обогащение среды

осадконакопления кислородом, влияние детритовых компонентов во время диагенеза и включение мобилизованных REE из местных детритовых фаз в диагенетические карбонатные породы [84; 88 146]. На это в том числе указывает высокое LREE/HREE отношение в породах свит. Высокие значения Ce-аномалии в породах унгелинской, кычикской, усть-ботомской и пестроцветной свит, сформированных в прибрежно-морских условиях, указывают на связь формирования осадка с морской водой и обедненность среды осадконакопления кислородом. Значения Eu и Ce аномалий коррелируют в пределах всего разреза рассматриваемой части Анабаро-Синской СФО.

Полученные результаты оказываются малоинформативным для моделирования состава петрофонда питающей провинции, однако дают другую важную информацию: отсутствие связи накопления элементов с размывом в непосредственной близости пород суши. Также полученные результаты позволяют установить, что отложения Синско-Ботомской и Амгинской СФЗ формировались в пределах одного бассейна на различном батиметрическом уровне, а различия в геохимическом составе пород обусловлены разной глубиной осадконакопления и частично различием в характере постседиментационных преобразований. Однако при всей выдержанности и закономерном распределении элементов в породах бассейна обращают на себя внимание аномально высокие концентрации *Pb, Zn, Co, Ag, Mn, Ba* в породах кетеменской и титаринской свиты. Не трудно заметить, что отложения данных свит резко выделяются из общего ряда закономерностей ранне-среднекембрийского карбонатного бассейна. Рассмотрим подробнее литолого-геохимические особенности данных комплексов.

2.2.3. Литолого-геохимические особенности карбонатных отложений кетеменской и титаринской свит кембрия

Опробование пород кетеменской и титаринской свит, как рудовмещающих для стратиформного свинцово-цинкового оруденения, проводилось детально на трех участках. Первый участок, «Кетеме», располагается на левобережье р. Лена от устья р. Хайыргас до места погружения пород титаринской свиты под урез р. Лена восточнее устья р. Куччугуй-Кетеме. Второй, «Ботомский», участок распространения отложений свит расположен в нижнем течении р. Ботома от устья р. Куюда до места погружения пород титаринской свиты под урез воды, в районе устья р. Уэттах. Третий участок, «Мундуруччу», расположен в долине р. Мундуруччу в районе её пересечения с трассой А-360 (а/д «Лена»).

В геологическом строении свит основное участие принимают тонко- и мелкозернистые известняки, а также мелко-среднезернистые существенно кавернозные доломиты, имеющие эпигенетическую природу. Петрографические исследования показывают высокую степень вторичных преобразований пород данных свит.

Кетеменская свита в районе участка Кетеменский известковые тонко-мелкозернистые и слабодолмитизированные породы кетеменской свиты характеризуются близкларковыми и незначительно превышающими кларк значениями концентраций Zn, U (рисунок 2.19-А). Близкларковые содержания характерны для Sr, Pb. Значительно ниже кларка наблюдаются содержания Co, Ni, Y, V, Cu, Li, Rb, Zr, Sn, W, Th. Наблюдается и значительная вариация содержания таких элементов, как Zr и Mo, содержание которых в части проб оказывается меньше порога обнаружения, а в части в 2-3 раза превосходит кларковое.

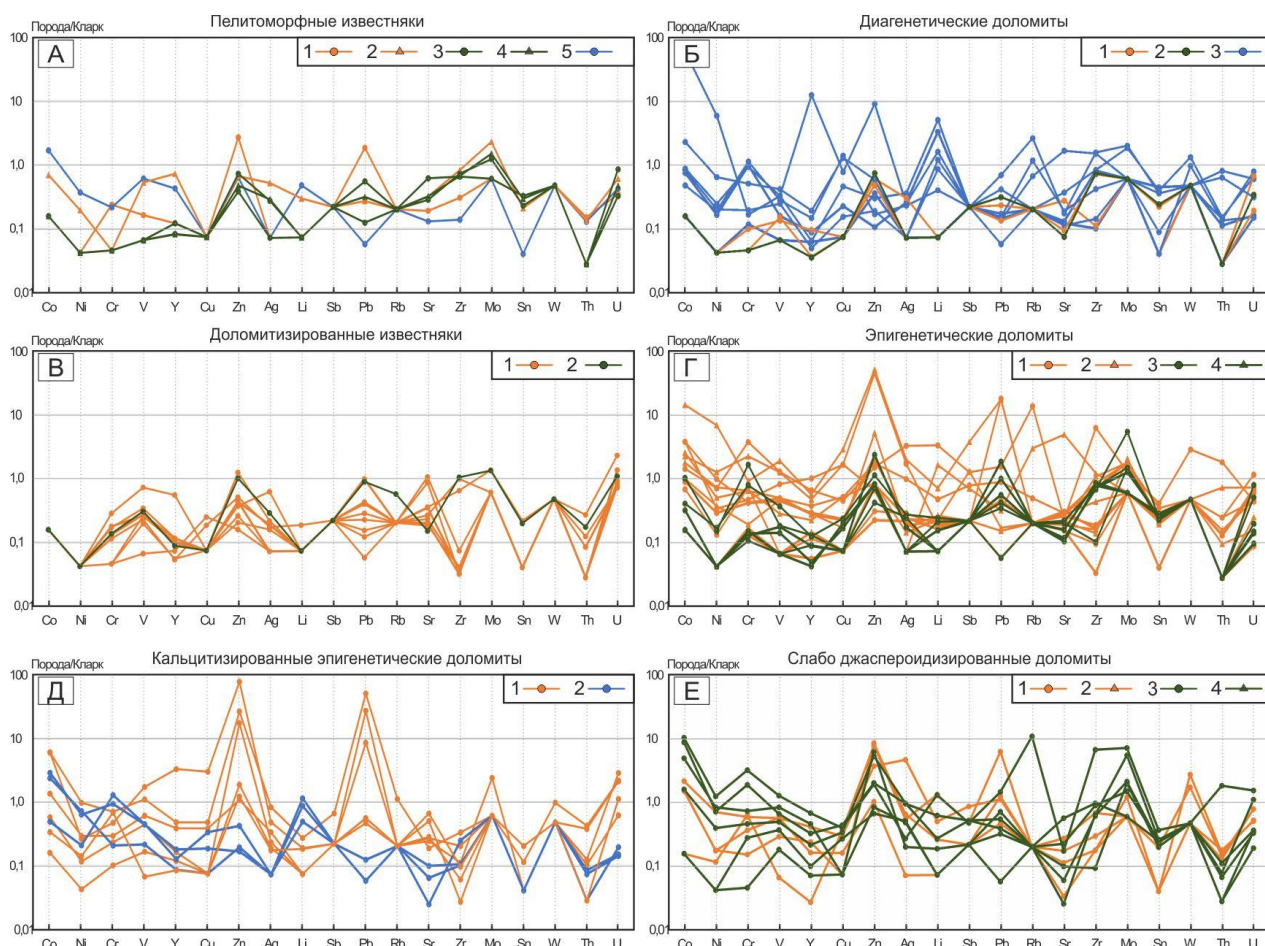


Рис. 2.19 Характер распределения рассеянных элементов в карбонатных породах кетеменской и титаринской свит тойнского яруса раннего кембрия [61]

Фигуративные линии показывают степень обогащения/обеднения пород относительно кларкового в карбонатных породах по В.А. Беусу [91].

Условные обозначения: *Оранжевым* цветом выделены породы участка Кетеменский, (левобережье р. Лена); *синим* – породы с участка в долине р. Мундуруччу; *зеленым* – породы с участка в долине р. Ботома. **1** – отложения кетеменской свиты в долине р. Лена; **2** – отложения титаринской свиты в долине р. Лена; **3** – отложения кетеменской свиты в долине р. Ботома; **4** – отложения титаринской свиты в долине р. Ботома; **5** – отложения кетеменской свиты в долине р. Мундуруччу.

Для раннедиагенетических мелкозернистых доломитов характерно расположение фигуративных точек почти всех элементов в интервале 0.05-0.5 КК. В наибольшей степени породы обеднены Ni, Cu, Sb, Li, Rb, Zr, Mo, Sn, W, Th, содержания которых редко превышает порог обнаружения. При этом значения U в большинстве проб характеризуются как близкларковые, а содержания Pb, Zn варьирует от 0.3 до 0.5-0.7 КК. Характерно и то, что

содержание Zn вверх по разрезу имеет тенденцию к уменьшению, в то время как Pb, наоборот, растет к кровельной части пород свиты (рисунок 2.19.Б). Ряд проб характеризуется также близкларковым и надкларковым значением содержаний Co, Sr, Mo.

Частично джаспероидизированные доломиты и доломиты эпигенетического облика отличаются от первых близкларковым значением Ni, Co, Y, V, Mo, W, U и четко выраженными Zn, Pb аномалиями, превышающими кларковое значение в среднем в 5-10 до 80 раз. Следует отметить, что данные породы незначительно ожелезнены, что может обуславливать повышенные концентрации Co на уровне 5-7 КК. Данные породы также обеднены Cu, Li, Sb, Rb, Sr, Zr, Sn, Th и W. Последний в единичных пробах наблюдается в близкларковом содержании. Стоит отметить и близкларковые концентрации Ag в данных породах.

В пределах участка Ботомский геологическое строение кетеменской свиты характеризуется преобладанием раннедиагенетических доломитов над известняками. Результаты исследования показывают, что известняки и раннедиагенетические доломиты в целом имеют схожие спектры распределения рассеянных элементов и обеднены такими элементами, как Co, Ni, Cr, Y, V, Li, Sb, Rb, Sr, Mo, Sn, W, Th. В то же время, для пород также характерны надкларковые и близкларковые содержания Zn и Pb, однако кроме них наблюдаются также близкларковые содержания Zr и незначительно превышающий кларк Mo и Cr, коррелирующие друг с другом.

Эпигенетические доломиты наблюдаются здесь чаще, чем на р. Лена (рисунок 2.19-В-Г). Для них также характерно надкларковое содержание Pb, Zn, Co, Ni при близкларковых значениях Y, V, Ag, W, U. Стоит отметить и повышенное содержание Mo в данных породах, в ряде проб превышающее кларковую концентрацию в 12 раз. Также данные образования выделяются на фоне аналогичных пород в долине р. Лена надкларковыми значениями Cr, коррелирующими с концентрациями Mo.

В пределах участка Мундуруччу спектры распределения КК элементов характеризуются сходными фигуративными линиями для слагающих свиту доломитов и известняков, однако несколько отличаются от таковых для пород кетеменской свиты на р. Лена и р. Ботома. Для известняков характерны слабо выраженные надкларковые концентрации таких элементов, как Co, Li, Rb, Zr, в редких случаях, Cu, близкларковые значения концентраций Th, незначительно выраженное обеднение Ni, V, Zn, U и резкое выраженное обеднение Cr, Y, V, Ag, Sb, Pb, Sr, Zr, Mo, Sn, W. Кроме того, для единичных проб известняков были получены значения Co, превышающие кларк в 91 раз, Y и Zn в 10 раз, Rb и Zr в 4 раза.

Эпигенетические доломиты характеризуются выраженной вариацией трендов фигуративных линий концентраций элементов. Они обеднены, по сравнению с известняками участка, такими элементами, как Co, Ni, Y, V, Zn, Sb, Pb, Rb, Sr, Th, концентрации которых

располагаются в интервале 0.01-0.7 КК. При этом для большинства проб доломитов характерно близкларковое содержание Cr и W, при близкларковой и надкларковой концентрациями Cu, Sr, U, Li, Mo и Zr.

Титаринская свита. В разрезе данной свиты известняки имеют резко подчиненное значение и зафиксированы только в кровельных частях разреза.

В пределах участка Кетеменский, для них характерно пониженная относительно кларка концентрация таких элементов, как Ni, Cr, Cu, Li, Sb, Pb, Sr, W, Th, при близкларковых и незначительно пониженных относительно кларковой концентрациях Y, V, Zn, Ag, U, Zr и слабо повышенных концентрациях Mo.

Доломиты по характеру распределения элементов разделяются на две группы. Доломиты первого типа (раннедиагенетические), распространенные в нижней части разреза свиты, характеризуются слабоповышенной концентрацией Co, Zn, Sb при пониженных концентрациях Ni, Cr, Y, V, Cu, Sn, U и резком обеднении Ag, Li, Pb, Rb, Sr, Zr, Mo, W, Th. Для доломитов второго типа (эпигенетических) характерно повышенное содержание рассеянных элементов относительно доломитов 1-го типа и известняков. Они характеризуются интенсивными положительными аномалиями концентрации Zn, Pb от 5 до 80 КК, Ag от 2 до 10 КК, Co до 12 КК, близкларковыми концентрациями Y, Cu, Sb, Rb, Zr, Mo, Th и резко выраженными отрицательными концентрациями Li, Sr, Zr, Sn, W.

Породы титаринской свиты в долине р. Ботома схожи по геологическому строению с таковыми в долине р. Лена, однако петрографическое изучение шлифов позволило установить большую степень постседиментационных изменений пород участка. Известняки встречаются только в кровельной части разреза свиты в районе устья р. Тютюнге. Они характеризуются резким обеднением такими элементами, как Co, Ni, Cr, Y, V, Cu, Ag, Li, Sb, Rb, W, Th, фигуративные точки которых располагаются в поле значений ниже 0.1 КК. В то же время, для них характерны близкларковые, слабо повышенные концентрации Mo, а Sn, Zr, Zn, Pb, U характеризуются значениями в 0.3-0.6 КК. Доломиты также разбиваются на две группы в зависимости от обогащения рассеянными элементами. Для первой группы положение фигуративных точек концентраций схоже с таковыми для известняков. В этих породах характерны концентрации Co, Ni, Cr, V, Y, Cu, Sb, Pb, Rb, Sr, Zr, Th, U на порядок ниже кларкового, при слабо повышенных или близкларковых концентрациях Zn, незначительно пониженных концентрациях Li, Sn и слабо повышенной концентрации Mo. Доломиты второй группы характеризуются в целом повышенными содержаниями рассеянных элементов. Для них характерна надкларковая концентрация Co, Cr, Zn, Pb, Rb, Mo, в ряде образцов достигающая 100-130 КК. Породы обеднены Ni, Y, V, Cu, Ag, Sb, Li, Rb, Sr, Zr, Sn, W, Th и U. Обращает внимание ярко выраженная отрицательная аномалия Sr (0.01 КК), что является минимальным

зафиксированным значением для раннекембрийских пород территории. В ряде проб отмечены аномалии Ag до 80 КК, сопутствующие Pb, Zn, Mo, а также единичные положительные аномалии Zr, W до 8 КК.

Распределение типоморфных элементов в породах кетеменской свиты также имеет свои закономерности в пределах участков (рисунок 2.20). На левобережье р. Лена наблюдаются четкие различия концентраций элементов в известняках и доломитах. Для первых и для вторых характерны повышенные концентрации Ba (7-20 КК) а также обеднение Ti и Sr, широкая вариаций концентраций Zr. В то же время концентрация Mn в породах различна и, если в известняках фиксируются концентрации от 0.9 до 2.0 КК, то в доломитах концентрация Mn составляет от 9.0 до 20.0 КК.

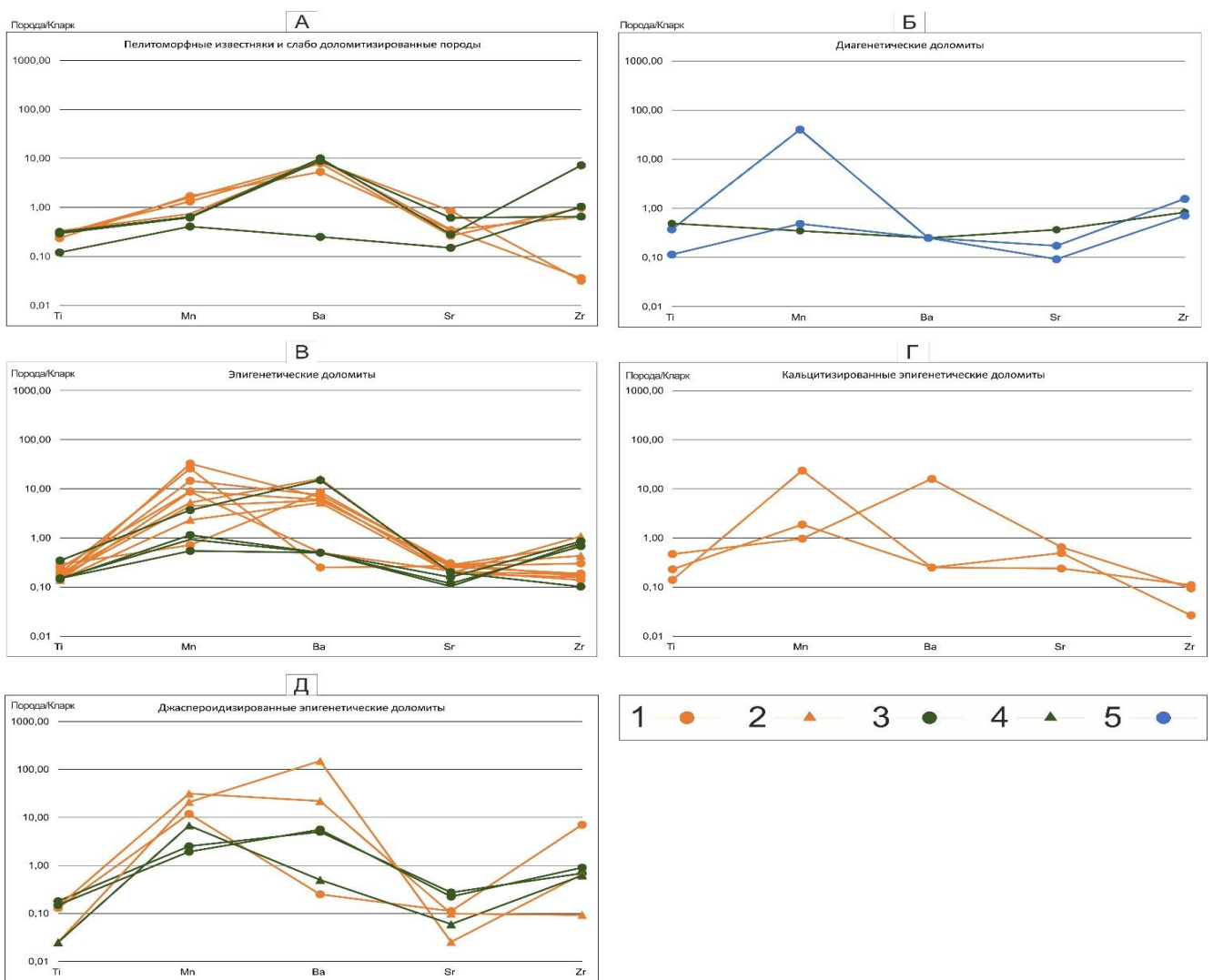


Рис. 2.20 Распределения типоморфных элементов в различных литотипических разновидностях карбонатных отложений тойонского яруса юго-восточной части Анабаро-Синской СФО [61]

Фигуративные линии показывают степень обогащения/обеднения пород относительно кларкового в карбонатных породах по В.А. Беусу [91].

Условные обозначения: 1 – отложения кетеменской свиты в долине р. Лена; 2 – отложения титаринской свиты в долине р. Лена; 3 – отложения кетеменской свиты в долине р. Ботома; 4 – отложения титаринской свиты в долине р. Ботома; 5 – отложения кетеменской свиты в долине р. Мундуруччу.

В пределах нижнего течения р. Ботома характер распределения данных элементов иной. Для известняков кривые распределения концентраций не отличаются от таковых на левобережье р. Лена. Более распространенные в разрезе доломиты характеризуются большей вариацией концентрации Ва от 0.2-0.5 КК до 8-10. Не наблюдается в разрезе и ярко выраженного обогащения пород Mn, его концентрация варьирует от 0.3-1.0 КК, редко превышая 3-4 КК. Обращает внимание и выраженные отрицательные аномалии Ti, Sr, Zr. Породы свиты в долине р. Мундуруччу характеризуются совершенно иным наклоном фигуративных линий. Здесь не наблюдается ярко выраженных максимумов Mn, Ba, а все элементы за исключением Zr характеризуются концентрациями ниже кларковой. Исключение составляет только Sr, в единичных случаях концентрация которого на порядок ниже кларкового значения. Единственная проба с аномально высокой концентрацией Mn (50 КК), вероятно, испытала привнос под действием постседиментационных процессов.

Кривые распределения рассеянных элементов в карбонатных отложениях кетеменской свиты схожи для проб, отобранных в пределах рек Лена и Ботома. Обоеднение свит такими элементами как Ni, Cr, V, Y, Zr, концентрирующихся в нерастворим остатке, связано с фаціальными условиями накопления отложений в пределах рифового склона с преобладанием хемогенного осадконакопления. Главнейшей отличительной чертой свиты является повышенная кларковая концентрация Zn и Pb, коррелирующая с повышенными концентрациями Mn и Ba. Выявленные различия в геохимических особенностях эпигенетических доломитов (по существу являющиеся эпипородами гидротермально-метасоматического генезиса) не только различны для изученных участков, но и имеют закономерное положение в структурах палеогеографической зональности территории, что позволяет говорить о том, что вторичные доломиты наследуют геохимические особенности пород-протолитов.

Характер распределения типоморфных элементов в породах титаринской свиты в целом аналогичен таковому для кетеменской. При обеднении относительно кларка Ti, Zr, доломиты обогащены Mn и Ba. При этом концентрация Ba достигает 110 КК(!). В целом, для титаринской свиты значительных различий концентрации элементов в пределах двух участков не зафиксировано.

Концентрация REE и характер их фракционирования не зависит от состава пород, но имеет четкие различия для разных участков распространения свит (рисунок 2.21). Сумма содержаний редкоземельных элементов (Σ REE) для пород в пределах долины р. Лена варьирует от 4.42 до 88.52 г/т, в среднем составляя 20.75 г/т. На спайдер-диаграммах видно, что по характеру распределения REE в долине р. Лена выявляются два типа пород. Для первого характерен пологий угол наклона фигуративных линий с обогащением пород HREE, в том числе с аномально низкими значениями отношений HREE/LREE: 1.49-2.95. Для второго типа

характерен крутой угол наклона фигуративных линий с отношениями HREE/LREE более 4.0. Для пород характерна преимущественно отрицательная Eu-аномалия с значениями Eu/Eu* от 0.35 до 1.22, в среднем составляя 0.67.

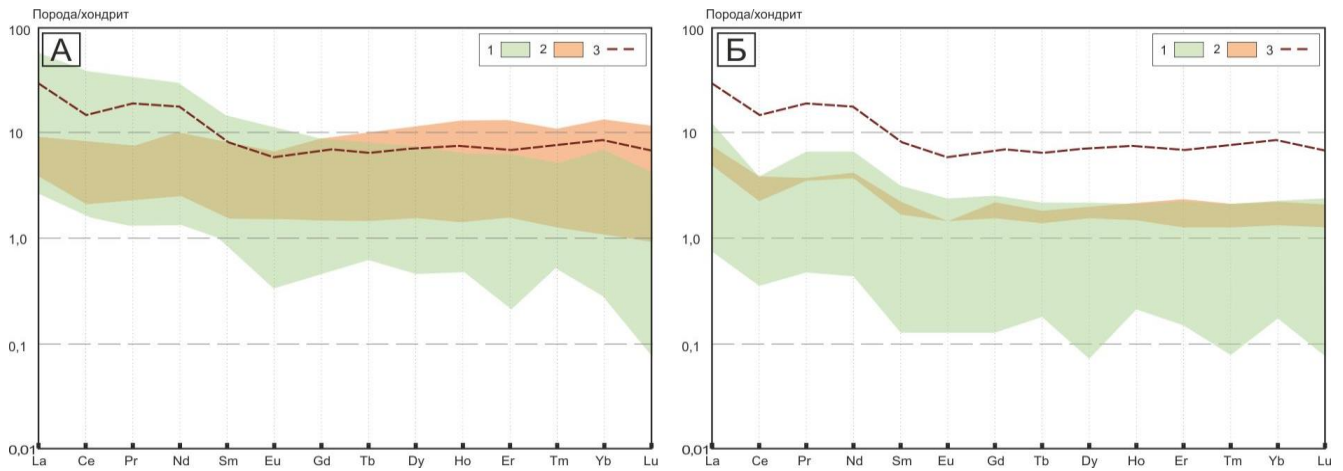


Рис. 2.21 Характер распределения спектров РЗЭ в карбонатных отложениях в раннекембрийских карбонатных отложениях кетеменской и титаринской свит Синско-Ботомской СФЗ [61]

Условные обозначения: А – пробы с левобережья р. Лена; Б – пробы с нижнего течения р. Ботома и р. Мундуруччу. 1 – породы 1-го типа с низкими значениями LREE/HREE отношений <1:4; 2 – породы 2-го типа с высокими LREE/HREE отношениями; 3 – выветрелые вулканические образования в разрезе кетеменской свиты.

Количество проб в выборках по выделенным типам: для реки Лена – 9:15; для реки Ботома: 2:21. Значения нормированы на стандарт CI хондрит [188].

Интересно поведение Се-аномалии. Значения Се/Се* варьируют от 0.62 до аномально высоких значений 2.41, в среднем составляя 0.98. Повышенные значения Eu- и Се-аномалий коррелируются друг с другом.

В то же время, карбонатные породы долины рек Ботома и Мундуруччу содержат Σ REE от 1.75 до 95.0 г/т, но в среднем их концентрация составляет 10.7 г/т. Здесь преобладают породы с крутым наклоном фигуративных линий (19 проб из 21), и значительным обогащением LREE (среднее отношение HREE/LREE составляет 1:6.2). Значения Eu-аномалии варьируют от 0.13 до 0.61, составляя в среднем 0.33. Значения Се аномалии варьируют от 0.28 до 1.11 в среднем составляя 0.64. Различия, как видно, весьма существенны, тогда как описанные выше разрезы разделяет расстояние всего 30 км.

2.2.4. Изотопия С и О в карбонатных и гидротермально-метасоматических образованиях Синско-Ботомской СФЗ

Изотопные характеристики $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ позволяют судить об условиях формирования рудовмещающих карбонатных отложений на стадии седиментогенеза. В ходе работы изучено 15 образцов неизмененных пелитоморфных известняков кетеменской, титаринской и еланской свиты, их частично доломитизированные разновидности (доломитизированные известняки, а также полнопроявленные эпигенетические доломиты и частично джаспероидизированные разновидности эпигенетических доломитов, в том числе, кальцитизированные разновидности).

Характер фракционирования изотопов $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в породах представлен таблице 2.7. Он свидетельствует о том, что эпигенетические доломиты в значительной степени наследовали геохимические особенности исходных пелитоморфных известняков. В среднем карбонаты имеют несколько облегченный, но практически не утяжеленный углерод, и формировались в пределах вод нормальной солености при гумидном климате и повышенной температуре морской воды.

Таблица 2.7

Характеристика изотопного состава С и О карбонатных пород тойносского яруса в пределах Синско-Ботомской СФЗ [61]

Шифр пробы	Вмещающие отложения	Порода	$\delta^{13}\text{C}$, ‰, PDB	$\delta^{18}\text{O}$, ‰, SMOW	$\delta^{18}\text{O}$, ‰, PDB
6950-1	титаринская свита	джаспероидизированный доломит	0.3	24.2	-3.3
6939	кетеманская свита	доломит диагенетический	-0.1	24.2	-3.3
6944	кетеманская свита	доломит эпигенетический	0.6	23.6	-3.7
6928	титаринская свита	доломит эпигенетический	1.1	24.5	-3.2
6935	титаринская свита	доломит эпигенетический	-0.9	23.6	-3.6
6931A	кетеманская свита	доломит эпигенетический кальцитизированный	-0.5	23.0	-4.0
6932	кетеманская свита	доломит эпигенетический кальцитизированный	0.2	23.6	-3.6
69181/1	кетеманская свита	известняк доломитизированный	-0.6	23.0	-4.0
69181/4	кетеманская свита	известняк доломитизированный	-0.1	23.3	-3.8
6941	кетеманская свита	известняк доломитизированный	-0.2	23.9	-3.5
6963	еланская свита	известняк доломитизированный	0.3	23.4	-3.7
6945	кетеманская свита	известняк микритовый	-0.5	23.0	-3.9
69194/2	кетеманская свита	известняк микритовый	-0.7	23.6	-3.7
6957	титаринская свита	известняк микритовый	-0.2	23.0	-4.0
6960	титаринская свита	известняк микритовый	-0.1	22.8	-4.1

Пониженные значения $\delta^{18}\text{O}$ указывают, скорее всего, не на пониженную соленость вод бассейна, а на длительный контакт пород с инфильтрационными опресненными водами, что согласуется с пониженной концентрацией стронция. Слабо повышенные значения $\delta^{18}\text{O}$ в доломитах объясняются влиянием рассольного катагенеза в постседиментационный этап [5; 8; 138; 175]. Полученные данные свидетельствуют о том, что изотопная система углерода и кислорода незначительно отличается для измененных и неизмененных пород. Стоит отметить, что такое объяснение хорошо согласуется с моделями формирования месторождений MVT-типа, а схожие изотопные характеристики неизмененных карбонатных пород и эпигенетических образований наблюдаются на многих месторождениях, например, на месторождении Лишин в районе Ирландского Мидленада и других регионах [147; 153; 162; 163].

2.3. Выводы о закономерностях распределения химических элементов в породах юго-восточной части Анабаро-Синской СФО и их связь с условиями осадконакопления, эволюцией осадочного бассейна и свинцово-цинковым оруденением

Результаты исследования позволяют моделировать положение территории в дистальной части бассейна осадконакопления на значительном удалении от континентального источника сноса. Это хорошо согласуется с представлениями о палеогеографии и развитии юго-востока

Сибирской платформы в раннепалеозойское время. Данный период считается этапом глобальной трансгрессии и талласократического максимума [15; 17; 44; 50; 53-57; 82; 109; 115; 124]. В таких обстановках влияние континентального сноса в качестве источника поступления вещества в осадок было весьма незначительным. Основными источниками вещества в таком случае остаются органогенное осадконакопление и подводный вулканизм, а также эндогенный привнос вещества [74-76; 136-139].

Для отложений кетеменской и титаринской свит раннего кембрия Синско-Ботомской СФЗ характерен выраженный набор литологических и геохимических особенностей, указывающих именно на вулканогенный привнос избыточных элементов на стадии седиментогенеза. Литологические признаки этого – обогащение пород кремнистым материалом и наличие в разрезе реликтов вулканических и вулканогенно-осадочных образований. Структура и минеральный состав последних, впрочем, настолько затушеваны постседиментационными процессами, что природа их дискуссионная. Геохимические признаки гидротермальной и вулканической деятельности в пределах площади более разнообразны.

В первую очередь, это закономерная ассоциация избыточных элементов, таких как Mn, Pb, Zn и Ag при повышенной концентрации Co и Ba в карбонатных породах, типичная для осадочных бассейнов с основным источником петрофонда питающей провинции или с синхронными осадконакоплению проявлениями вулканических и эксгальационных процессов. Важно и то, что свинец, например, формирует соли плохо растворимые в морской воде и содержится в ней в весьма незначительных количествах. В бассейн осадконакопления он попадает преимущественно за счёт вулканической активности или за счет размыва кислых пород, но последнее в пределах бассейна не являлось возможным [74-76; 136-139].

Во-вторых, это обогащение карбонатных пород HREE. При этом наблюдается значительное различие величины отношений HREE/LREE в карбонатных породах в районе рек Лена, Ботома и Мундуруччу и резкое увеличение концентрации \sum REE в породах в северо-восточном направлении к участку распространения вулканических образований (рисунок 2.22). Большая часть опробованных пород характеризуется отношением HREE/LREE выше 1:4, что соответствует характеристикам раннекембрийских карбонатных пород южного обрамления Сибирской платформы, сформированных в обстановках задугового бассейна и отложений океанических островов [74; 76].

В-третьих, это не характерные для карбонатного эпиконтинентального бассейна значения Eu и Ce аномалий. Положительные значения Eu/Eu* характерны для карбонатного разреза свит в пределах долины р. Лена в ассоциации с полями выходов интенсивно выветрелых вулканических пород. По данным Е. Ф. Летниковой [74-76], для венд-кембрийских карбонатных отложений южного обрамления Сибирской платформы значения Eu аномалии менее 0.7

характерны для карбонатных пород шельфа платформы и задуговых бассейнов, а более 0.7 – для разновозрастных островодужных и докембрийских субплатформенных отложений. Выраженные положительные значения Ce-аномалий в карбонатных породах могут являться маркерами воздействия подводных гидротерм на осаждающиеся породы. Поступающие при подводном вулканизме и эксгальационной деятельности соединения Fe и Mn способствуют осаждению Ce [32; 76]. Альтернативный вариант возникновения положительной Ce-аномалии в породах – размыв пород основного состава – в отсутствие континентальных источников поступления материала не может осуществляться в пределах территории.

Важно отметить, что большая часть пород кетеменской и титаринской свит представлены вторичными доломитами и именно они характеризуются наиболее высокими концентрациями Pb, Zn, Mn, Co, Ba, Ag. Такое насыщение пород может быть обусловлено и эпигенетическим привнесом элементов, однако результаты петрографических исследований позволили установить широкое развитие вторичных доломитов и в пределах фациальных аналогов кетеменской и титаринской свит в породах Амгинской СФЗ и в более древних комплексах Толбо-Мухаттинской СФЗ. Они не содержат выраженных положительных аномалий данных элементов и наследуют литолого-геохимические особенности разреза свит, к которым они приурочены. Это позволяет предположить, что вторичные доломиты территории наследуют геохимические особенности пород-протолитов и могут быть использованы при построении палеогеографических и других схем для карбонатных пород юго-востока Анабаро-Синской СФО.

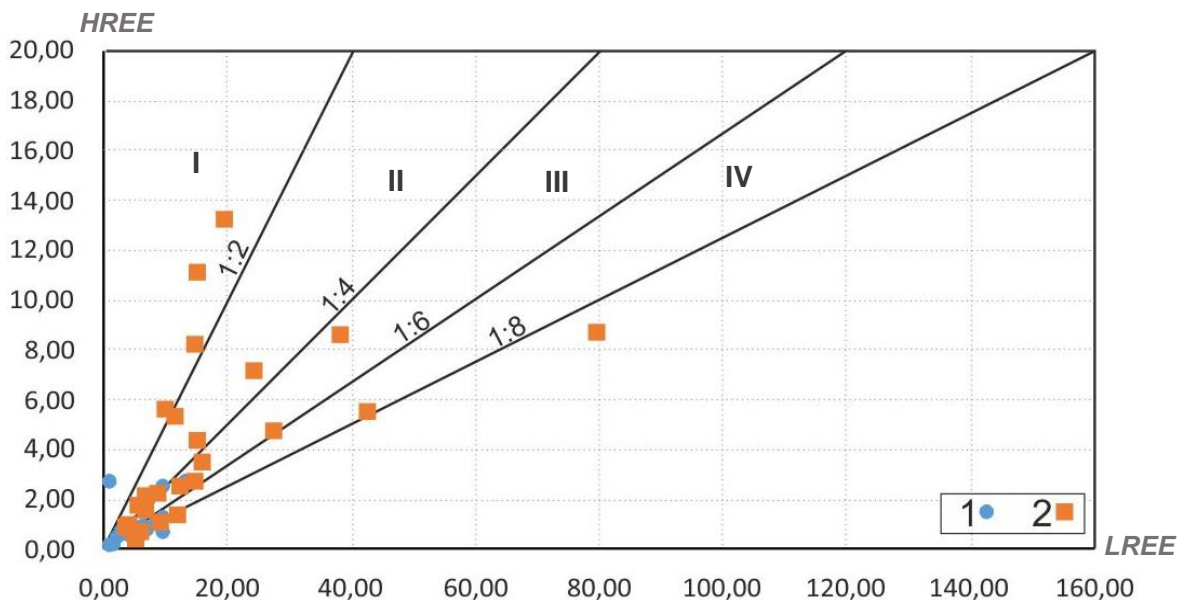


Рис. 2.22 График отображающий характер величины отношений LREE/HREE в карбонатных породах кетеменской и титаринской свиты Синско-Ботомской СФЗ

Условные обозначения: 1 – пробы из отложений свит в долине р. Лена и р. Ботома; 2 – пробы из отложений свит в долине р. Мундуруччу. «Геодинамические типы» карбонатных пород: I – поле пород океанических остров; II – карбонатные отложения задуговых бассейнов; III и IV – отложения пассивной окраины кратонов и микроконтинентов [74-76].

Вышеперечисленные признаки позволяют сделать предположение о наличии кратковременного этапа подводного вулканизма основного состава и гидротермально-метасоматической деятельности в пределах Синско-Ботомской СФЗ, имевших место в тойнокое время. Судя по петрографическим и геохимическим особенностям пород, измененные породы вулканического облика являлись гиалобазальтами, однако наложенная карбонатизация и гипергенные изменения привели не только к затухиванию петрографического и геохимического состава пород, но и нарушению исходных характеров фракционирования REE, что не позволяет применять распространенные петрологические методы их изучения с использованием вариационных и дискриминационных диаграмм.

Характер распределения элементов в карбонатных породах различных участков позволяет предположить, что очаг магматической деятельности располагался северо-западнее рассматриваемой территории в пределах погруженной части Алданской антеклизы, где кембрийские породы перекрыты мощными толщами мезо-кайнозойского возраста. Глубинное строение левобережья р. Лена остается в этом отношении практически не изученным. В структуре геофизических полей территории на уровне фундамента выявляется крупный дифференцированный интрузивный массив основного и щелочного состава, известный как Верхне-Ситтенский массив [27; 202], выраженный гравитационным максимумом и субаномальными отрицательными магнитными аномалиями, не прослеживающийся в южном направлении в долину р. Ботома.

Представляется возможным связь данных пород с процессами континентального рифтогенеза в восточной части Сибирской платформы, проявленных в районе Сетте-Дабана [130; 145; 166], Хараулахского и Туора-Сисского поднятий [15; 93; 107; 125; 145], а также на северо-западе Омолонского массива [107; 125; 145]. Следует отметить и схожее литолого-фациальное положение данных вулканических зон, располагающихся в структуре перехода от литоральных и супралиторальных к глубинно-морским фациальным зонам (рисунок 2.23). Установлено, что на рубеже венда-раннего кембрия на Северо-Востоке и Востоке современной Сибирской платформы происходили процессы континентального рифтогенеза, сопровождавшиеся бимодальным магматизмом с антидромной последовательностью [93; 125; 130; 145; 166].

По данным А.В. Прокопьева и А.К. Худолея [107], этап бимодального рифтогенного вулканизма на севере Сибирского кратона начался на рубеже венда-кембрия, а завершился не ранее конца томмотского времени, 525 млн лет назад. Возраст изученных на левобережье р. Лена вулканитов предполагается на основе возраста вмещающих пород, палеонтологически установленном в диапазоне 513-518 млн лет [27; 75; 109; 111; 115], что соответствует терминальному этапу синрифтовой фазы развития венд-кембрийского карбонатного бассейна

северо-востока Сибирского кратона [145]. В аналогичных условиях сформировано свинцово-цинковое оруденение Туора-Сисской минерагенической зоны в пределах Хараулахского поднятия [22; 23].

Установленная литолого-геохимическая зональность для отложений Синско-Ботомской СФЗ коррелирует со степенью проявленности стратиформного свинцово-цинкового оруденения в карбонатных толщах. Так, частота встречаемости рудопроявлений и пунктов стратиформной Pb-Zn минерализации закономерно увеличивается к северо-востоку и, если в пределах р. Ботома известны лишь незначительные пункты минерализации и одно малоперспективное рудопроявление в разрезе титаринской свиты, то в пределах р. Лена известно три перспективных пространственно-сближенных рудопроявления со сопутствующими пунктами минерализации.

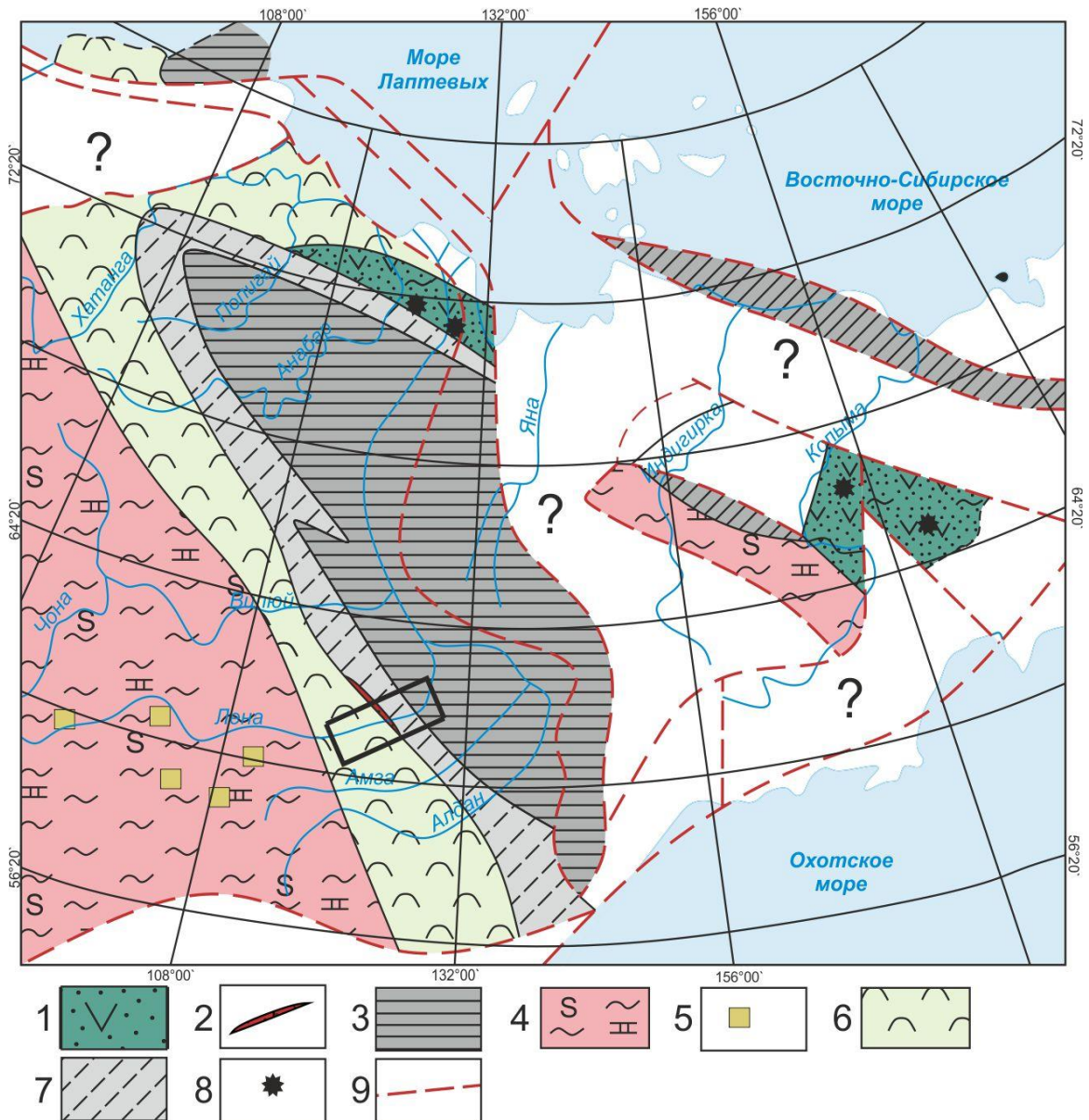


Рис. 2.23 Литолого-фациальная схема для ранне-среднекембрийских отложений Сибирской платформы и сопредельных территорий (по данным [15; 61; 82; 97] с авторскими дополнениями [61])

Условные обозначения: 1 – фрагменты вулканических зон; 2 – предполагаемые фрагменты вулканических зон; 3 – черносланцевый батияльный бассейн; 4 – литораль-супралитораль; 5 – солёность; 6 – рифовый барьер; 7 – склоновые фаши; 8 – субаэральные вулканы; 9 – границы главных тектонических структур. Рамка в нижней левой части схемы отражает положение изученной площади.

Таким образом, отмечается закономерная приуроченность рудопроявлений и пунктов минерализации свинца и цинка к отложениям Синско-Ботомской СФЗ, сформировавшимся в обстановках внешнего предрифового склона, сложенными преимущественно массивными или тонкослоистыми пелитоморфными известняками или доломитами кетеменской и титаринской свиты, являющихся геохимически специализированными на Pb, Zn, Mn, Co, Cu, Ba. Данные особенности не проявлены в фациальных аналогах, а также выше- и нижележащих отложениях, что позволяет ограничить область, перспективную на выявление стратиформного свинцово-цинкового оруденения, территорией рек Кетеме и Ботома в среднем течении р. Лена. Специализация отложений кетеменской и титаринской свит на рудные элементы обусловлена благоприятными условиями для концентрации элементов, повышенные содержания которых обусловлены наличием проявлений подводного вулканизма и эксгаляционной деятельности, очаг которой располагался северо-западнее рассматриваемой площади.

ГЛАВА 3. ПЕТРОГРАФИЯ, ГЕОХИМИЯ И РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ И ГИПЕРГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ В КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ АМГИНСКОЙ И СИНСКО-БОТОМСКОЙ СФЗ

3.1. Методика изучения гидротермально-метасоматических и гипергенных образований

Стратиформное Pb-Zn оруденение имеет устойчивую пространственную и генетическую связь с разнообразными по генезису и типу гидротермально-метасоматическими образованиями. При выполнении работы использован комплексный подход к минералого-петрографическому исследованию постседиментационных гидротермально-метасоматических образований во всей полноте их проявления, что обеспечило полноту исследования оруденения в объеме изучаемой территории. В качестве методической основы использованы положения методики петрографо-геохимического изучения и картирования полей слабо проявленных гидротермально-метасоматических изменений пород, разработанной в ФГБУ «ВСЕГЕИ» Е.В. Плющевым и соавторами [92; 94-96]. Данная методика широко применяется с целью прогнозирования гидротермального оруденения, однако практически не использовалась применительно к стратиформному свинцово-цинковому оруденению в карбонатных породах [95]. Одной из задач настоящей работы является, в том числе, демонстрация на примере карбонатных отложений площади особенностей применения и целесообразности использования данной методики при прогнозировании стратиформного свинцово-цинкового оруденения в карбонатных толщах.

Исследование включало в себя полевые работы в рамках которых проводились геологические маршруты масштаба 1:200 000 и 1:50 000 в пределах левобережья р. Лена и на водоразделе рек Амга и Лена с целью уточнения геологического строения территории и изучения вещественного состава потенциально-рудноносных гидротермально-метасоматических образований. Детальные геолого-съёмочные маршруты проводились на участках интенсивного проявления гидротермально-метасоматических рудоформирующих процессов.

Петрографические исследования включали в себя изучение минерального состава пород с определением степени замещения исходных пород. В соответствии с этим гидротермально-метасоматические образования подразделялись на следующие группы:

- слабопроявленные – 5-20 % новообразованных минералов;
- сильнопроявленные – 20-80 % новообразованных минералов;
- полнопроявленные – 80-100 % новообразованных минералов.

По результатам изучения петрографического состава выделялись минеральные ассоциации и парагенезисы, на основе которых определялись литотипические разновидности пород, закономерности их положения в структурах гидротермально-метасоматической

зональности и характер взаимоотношений со вмещающими породами. В результате полученные данные позволили диагностировать и типизировать вещественные проявления гидротермально-метасоматических процессов и отнести их к определенным гидротермально-метасоматическим формациям и их типам в соответствии с принятыми классификациями [45; 87; 92; 94-96; 135].

Данные петрографического состава дополнялись результатами лабораторно-аналитических исследований состава породообразующих и рассеянных элементов, что позволяло установить направленность и стадийность ГМ-процесса, выявить минералого-геохимическую специализацию как ГМ-формации как в целом, так и отдельных её зон. Графическим отображением обобщения полученных результатов стали карты гидротермально-метасоматической зональности и карты строения аномального геохимического поля масштаба 1:50 000 для площадей опорных участков на реках Лена и Ботома (участки Кетеменский и Ботомский), в пределах которых установлены благоприятные литолого-геохимические и фациальные условия для локализации Pb-Zn оруденения. Кроме того, в ходе работы диагностировались и изучались диагенетические и гипергенные преобразования карбонатных пород территории.

3.2. Диагенетические преобразования карбонатных пород, не связанные с гидротермально-метасоматической деятельностью

Преобразования пород карбонатного комплекса, не связанные с гидротермально-метасоматическими процессами, представлены *окремнением, трещиноватостью, кальцитизацией и формированием стиллолитовых швов.*

Окремнение является распространенным процессом раннедиагенетического преобразования некоторых карбонатных пород территории. Его объёмы и характер зависят от характера палеогеографических особенностей, обстановок формирования пород территории и активности процессов вулканизма и гальмиролиза в пределах осадочного бассейна, обеспечивающими привнос кремнезема в обломочном и коллоидном виде, количества останков кремнистых организмов. Процессы первичного окремнения проявлены в карбонатных отложениях территории в двух формах: в виде маломощных линз и прожилков, преимущественно в фитогенных водорослевых известняках с комковатой структурой или в виде аллотриоморфнозернистых сферолитовых агрегатов, равномерно рассеянных в карбонатных породах, размерами от 0.25-0.5 до 1.0-4.0 мм.

Первично-осадочные кремнистые конкреции установлены в западной части площади в ассоциации с пелитоморфными и тонко-мелкозернистыми известняками и доломитами в пределах Синско-Ботомской и Амгинской СФЗ. Они представлены радиально-лучистыми сферолитами, как правило, с хорошо выраженной округлой формой, размерами от 0.05 до 5.0 мм,

и наиболее часто фиксируются в породах кетеменской и титаринской свит раннего кембрия. Кремнистые сферолиты равномерно рассеяны по породе, их содержание, как правило, не превышает 1-2 %. На диагенетический генезис данных пород косвенно указывает широкое распространение обломков данных образований среди органогенно-обломочных и обломочных карбонатных пород еланской свиты, надстраивающей разрез титаринской свиты Синско-Ботомской СФЗ. В виде прожилков, согласных напластованию вмещающих пород, мощностью не более первых сантиметров, кремнистые образования наблюдаются в разрезе пестроцветной свиты в виде сферолитоподобных или массивных агрегатов криптокристаллического халцедоновидного кварца.

Кальцитизация диагенетическая достаточно хорошо диагностируется и отличается от эпигенетической по характеру взаимоотношения со вмещающими породами. Она фиксируется в виде агрегатов заполнения мелких трещин и пустот как в хемогенных, так и в органогенных, обломочных и битуминозных карбонатных породах территории. Как правило в породах новообразованный кальцит слагает ксеноморфные мелко-среднезернистые кристаллы, зачастую с хорошо наблюдаемой в шлифе спайностью. Наблюдаются и тонкие трещины, выполненные кальцитом, преимущественно перпендикулярные или кососекущие по отношению к напластованию пород. Также характерно замещение кальцитом органогенных обломков и детрита хиолитов, губок и брахиопод, в виде пелитоморфной, как правило, более крупнозернистой по отношению к вмещающей породе массы шестоватых, реже изометричных мелкозернистых агрегатов кальцита или монокристаллов неправильной формы. Природа диагенетической кальцитизации территории может быть различна. По мнению В.А. Страхова, [116] часто причиной данного процесса является запечатывание ранних пор кальцитом в результате выпадения его в осадок при смене рН в ходе поглощения организмами свободного кислорода из иловой воды. К данному процессу также может приводить турбация донных осадков организмами или донной эрозией, приводящих к смешиванию поровых флюидов и морской воды, обладающие различными физико-химическими параметрами [137; 151].

Стиллолитовые швы являются результатом растворения пород под давлением. Они проявлены преимущественно в сопряжении с зонами проекции на дневную поверхность плоскостей крупных ремобилизованных мантийных и корово-мантийных разломов дофанерозойского заложения I-го и II-го порядков. Визуально это маломощные зазубренные системы трещин, в которых тонким слоем концентрируется светло-серый до бурого нерастворимый остаток. Они имеют незначительную амплитуду (не более 1-2 мм) и прямоугольную форму. Глинистое вещество преимущественно осаждается в районе амплитудных перегибов швов, реже в пределах всего шва (рисунок 3.1). По соотношению к

вмещающим породам наблюдаются в двух видах: субсогласные напластованию и реже пологосекущие напластование.

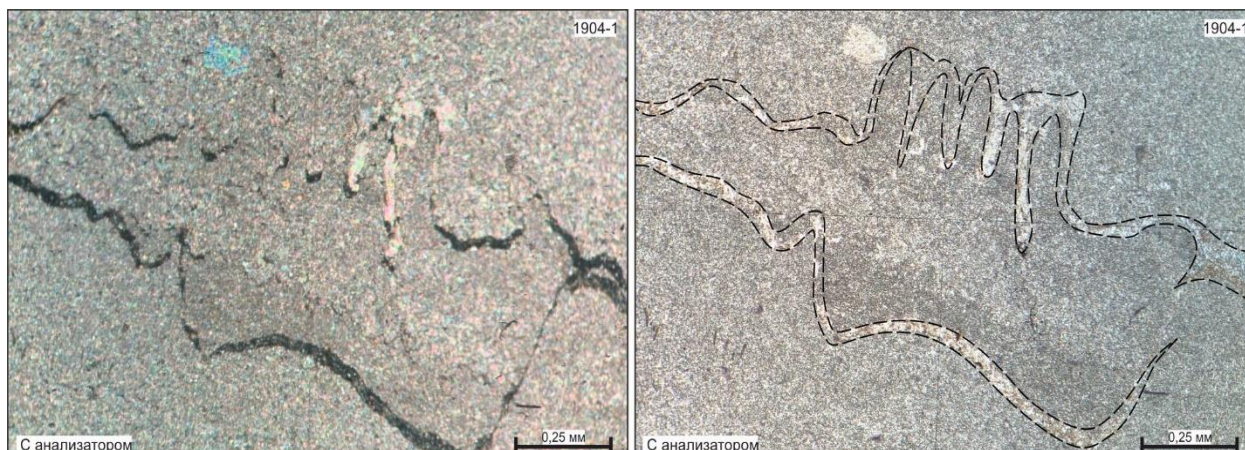


Рис. 3.1 Микрофотографии уплощенно-столбчатых стиллолитовых швов в пелитоморфных известняках усть-ботомской свиты (обр. 1904-1, левобережье р. Лена у пос. Булгунняхтах)

Последние наблюдались, в частности, в породах синской свиты, однако, учитывая широкое распространение подводно-оползневых процессов в данных породах и сложный характер взаимоотношений литологических разновидностей, морфология их не однозначна. Распространены в незначительном объеме в породах большинства кембрийских свит территории, особо часто в пелитоморфных известняках и глинистых известняках пестроцветной, унгелинской и кетеменской свиты. Швы имеют важное значение в качестве относительных маркеров, указывающих на возраст некоторых вторичных образований в породах. Предыдущими исследователями [14; 109] наблюдалось растворение и перекристаллизация кремнистых слоев в пелитоморфных известняках пестроцветной свиты в пределах такого шва. Также автором наблюдалось сечение стиллолитовым швом маломощной кальцитовой жилы в битуминозных известковых сланцах синской свиты.

3.3. Гидротермально-метасоматические образования, связанные с процессами палеозойской тектоно-магматической активизации

Проведенные исследования позволили установить широкое развитие вторичных преобразований кембрийских карбонатных и девонских магматических вещественных комплексов территории. В ходе проведения работы было установлено, что значительный объем доломитов, картированных предшественниками в составе стратиграфических подразделений, имеет гидротермально-метасоматическое происхождение и пространственно ассоциировано с зонами существенно кварцевых и кварц-кремнистых метасоматитов. Такие взаимоотношения позволили предположить сингенетичность данных процессов и рассмотреть их в качестве единой гидротермально-метасоматической формации (далее ГМФ). Под гидротермально-метасоматической формацией подразумевается устойчиво повторяющаяся совокупность метасоматических пород, закономерно располагающихся в пространстве и развивающихся в ходе

однонаправленного процесса гидротермального преобразования пород [83]. Современная классификация, проработанная сотрудниками «ВСЕГЕИ», основывается на связи ГМФ с родоначальными геологическими формациями, мелко- и крупномасштабной зональности и рудоносности [92; 94-96]. В соответствии с ней гидротермально-метасоматические образования территории могут быть отнесены к следующим типам: *тектоногенной апокарбонатно-кремнистой ГМФ*, развитой по карбонатным породам кембрийского возраста, и *тектоногенной аргиллизит-березитовой ГМФ*, проявленной в породах основного состава (вулканиты в раннекембрийских отложениях и девонские магматические образования чаро-синского комплекса) [61; 62].

Характерной особенностью тектоногенных ГМФ является отсутствие четко выраженной связи с магматизмом, реже связь с дайками основного состава. Главным фактором, определяющим их развитие, является образование разрывных нарушений. При этом гидротермальные растворы катагенетического происхождения перемещаются в элизионном режиме в сторону наименьших давлений в зоны разгрузки [129; 135]. Все тектоногенные ГМФ всегда оторваны по времени от вмещающих пород, причем данный разрыв может варьировать в широких временных пределах. Связь стратиформного Pb-Zn оруденения с ГМ образованиями данного типа является одной из его атрибутивных особенностей и важным элементом прогнозно-поисковых моделей различных геолого-промышленных типов месторождений MVT-типа [22; 24; 36; 37; 39-41; 45; 56; 65; 66; 71; 89; 105; 117-119; 127; 149; 168-171; 179].

3.3.1. Вещественные проявления тектоногенной апокарбонатно-кремнистой ГМФ

Вещественные проявления апокарбонатного метасоматоза характеризуются площадным развитием в пределах юго-восточной части Анабаро-Синской СФО. Они наблюдаются на широкой площади, занимая подавляющую часть разреза мухаттинской, титаринской барылайской свит кембрия, в значительной степени присутствуют в разрезе кетеменской, олёмминской, унгелинской, барылайской, реже пестроцветной и переходной свит раннего кембрия, слабо проявлены в отложениях еланской свиты раннего-среднего кембрия, танхайской и амгинской свит среднего кембрия и периодически наблюдаются в объёме кычикской и усть-ботомской свит среднего кембрия. Поля их развития формируют значительный по площади ореол, распространяющийся за пределы Лена-Амгинского междуречья, на юг и на северо-запад, в том числе, перекрываясь неизменными отложениями.

3.3.1.1. Петрографические особенности вещественных проявлений апокарбонатно-кремнистой ГМФ

Слабо доломитизированные известняки широко распространены в периферийных частях поля эпигенетической доломитизации и представляют собой пелитоморфные

аллотриоморфнозернистые или комковатые водорослевые известняки с локальными субпластовыми зонами замещения основной массы или цемента мелко-среднезернистым, гипидиоморфнозернистым доломитом, размерами от 0.05 до 0.2 мм. Толщина данных зон от 0.5 до 5 мм, иногда до первых десятков сантиметров (рисунок 3.2-А-Б).

Мелко-среднезернистые эпигенетические доломиты – широко распространенная в пределах разреза группа вторичных карбонатных пород (рисунок 3.2-В-Г; рисунок 3.3). Петрографически данные образования незначительно различаются в пределах территории и имеют хорошо выраженную внешнюю и внутреннюю зоны.

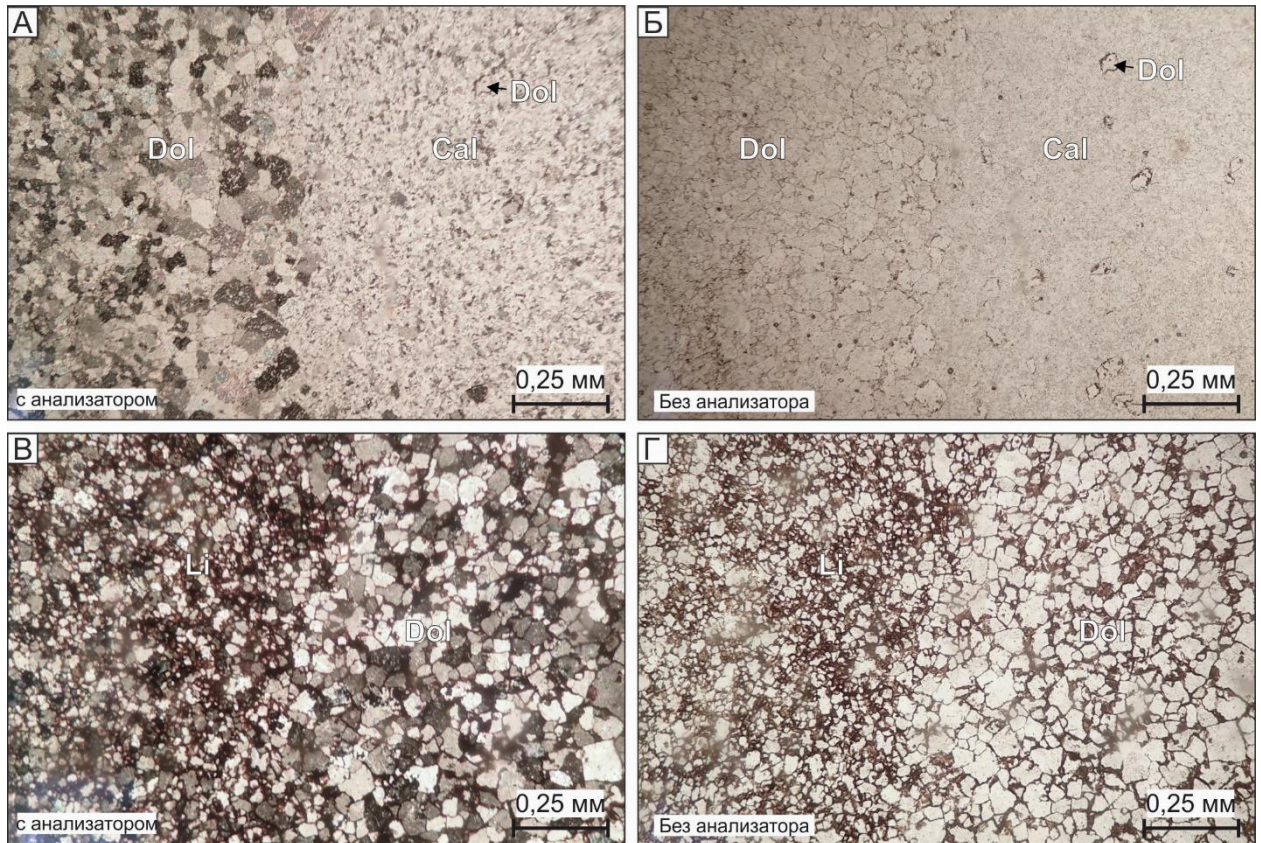


Рис. 3.2 Микрофотографии шлифов доломитизированных мелкозернистых известняков и неравномернозернистых эпигенетических доломитов, левобережье р. Лена, район устья р. Куччугуй-Кетем (А,Б – образец 6931; В,Г – образец 6928)

Буквенные обозначения: Cal – кальцит, Dol – доломит.



Рис. 3.3 Фотографии образцов эпигенетических доломитов по пелитоморфным известнякам титаринской свиты

Обр. 6944-1: Среднее течение р. Ботома; Обр. 6932: Левобережье р. Лена, район устья р. Кетеме.

Их протолитом являются массивные пелитоморфные и тонко-мелкозернистые известняки. Петрографически образования представлены массивной или тонкослоистой массой гипидиоморфнозернистых кристаллов доломита ромбического облика, размерами от 0.1 до 0.5 мм, формирующих мозаичную структуру породы. Текстуры их преимущественно массивные, однако в пределах кетеменской и титаринской свиты часты яснослоистые разновидности, в которых слоистость выражается размерностью зерен. Кристаллы доломита как правило конформнозернистые, зональные. Зачастую их грани, в особенности в мелкозернистых разновидностях, интенсивно корродированы с образованием сплошного сетчатого цемента из бурого железистого вещества, замещающего грани зерен (рисунок 3.4-А-Г; рисунок 3.5; рисунок 3.6-А-Б).

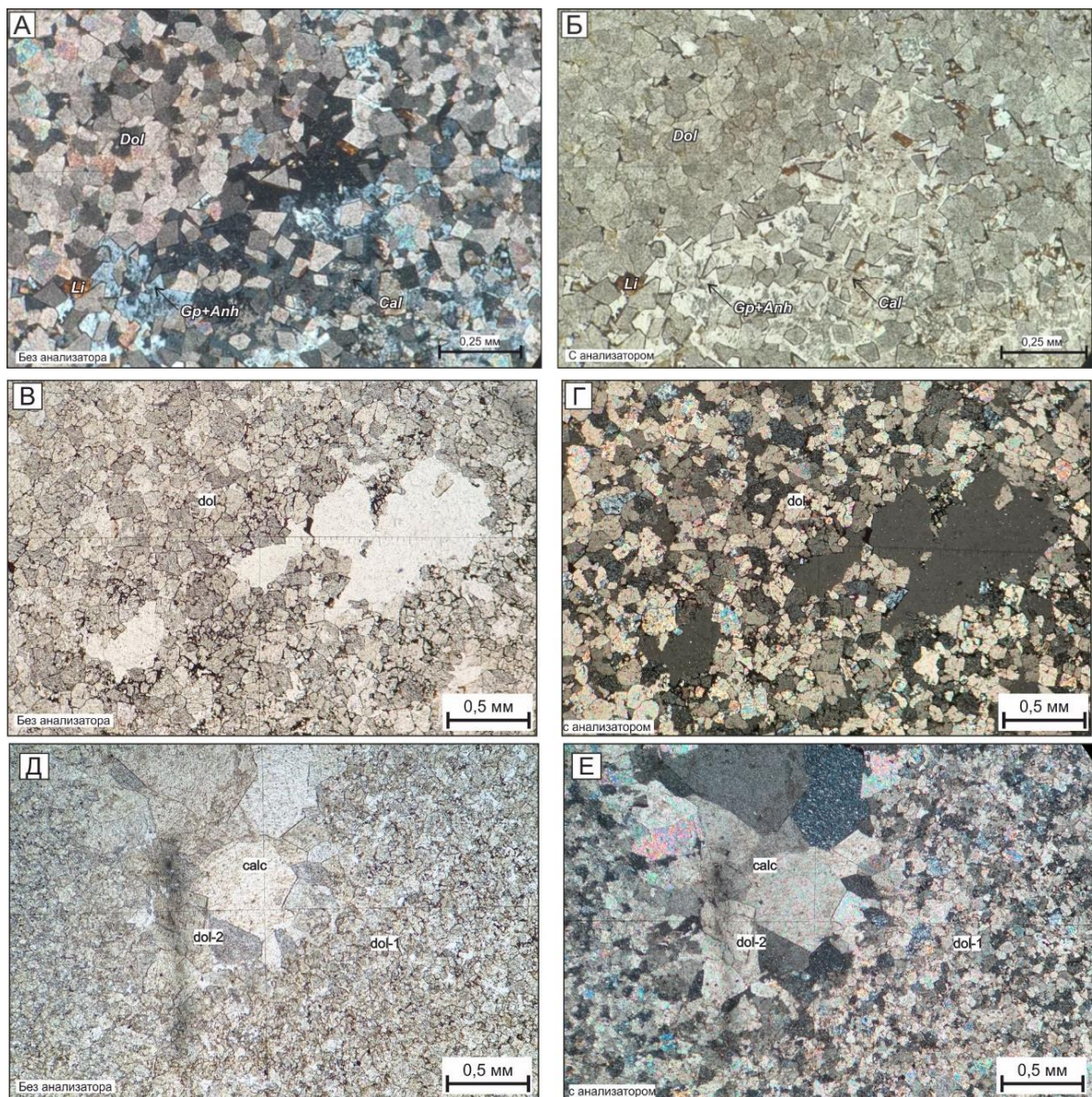


Рис. 3.4 Микрофотографии шлифов эпигенетических доломитов и их кальцитизированных разновидностей **А,Б** – обр. 6934-1, левый борт долины р. Лена, ниже устья р. Куччугуй-Кетеми; **В,Г** – обр. 6953, среднее течение р. Ботомы в районе устья р. Титтях; **Д,Е** – обр. 69182-5, левобережье р. Лена, выше устья р. Куччугуй-Кетеми. **Буквенные обозначения:** **Dol** – доломит (цифрами обозначены различные генерации); **Cal** – кальцит; **Gp+Anh** – гипс, ангидрит; **Lm** – лимонит).

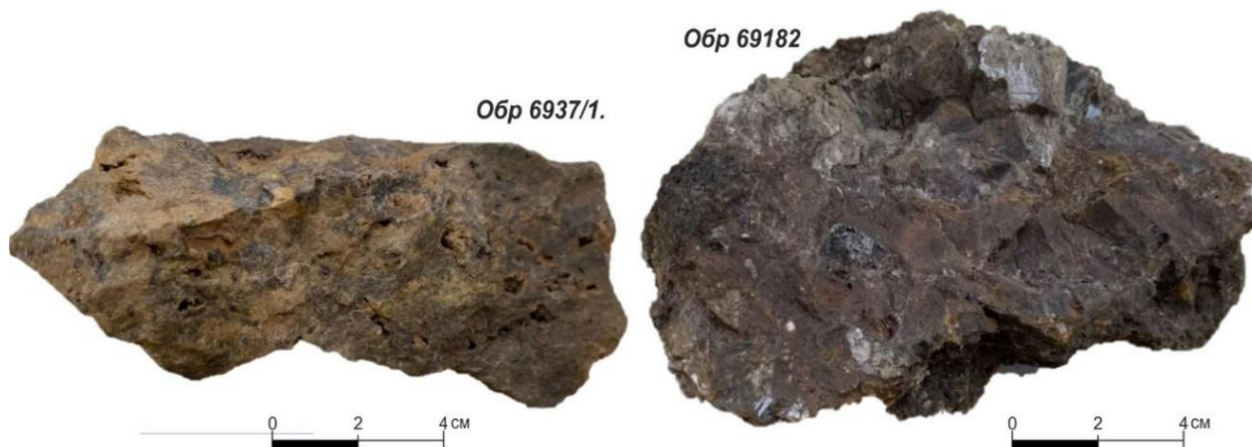


Рис. 3.5 Фотографии образцов джаспероидизированных доломитов по карбонатным породам кетеменской свиты (*слева*) и образцов кальцитизированных эпигенетических доломитов (*справа*), левобережье р. Лена, район устья р. Куччугуй-Кетеме

Более крупные зерна доломита, как правило, «чистые». Одной из отличительных черт данных пород является интенсивная кавернозность от 5 до 20 %. Каверны либо полые, либо инкрустированы более поздним скаленоэдрическим шестоватым мелкозернистым доломитом, иногда заполнены ксеноморфными зернами кальцита размерами от 0.01 до 0.1 мм. Текстуры пород массивные в пределах кетеменской и титаринской свиты, также встречаются тонкослоистые разновидности, сходные по текстурным особенностям с так называемыми зебра-доломитами [37; 38; 40; 98; 103; 100; 112]. Слоистость подчеркивается размерами зерен доломита и степенью развития ожелезнения.

Комковатые доломитизированные известняки локально распространены в пределах отложений Толбо-Мухаттинской и Амгинской СФЗ. Их протолитом выступают комковатые и микрокомковатые пелитоморфные водорослевые известняки. Петрографически они сохраняют значительную степень схожести с неизменными породами ввиду избирательной перекристаллизации доломита. Визуально порода представляет сплошную массу комковатых стяжений размерами не более 0.2 мм, округлой, реже овальной формы, в которой мелкозернистый гипидиоморфнозернистый доломит играет роль цемента, замещая пелитоморфный или тонкозернистый кальцит (рисунок 3.6-В-Г). Текстуры данных пород преимущественно комковатые, реже массивные, в зависимости от степени проявленности вторичной доломитизации. Для пород характерна повышенная пористость до 15% в виде пустот в межкомковом пространстве или каверн. Они инкрустированы доломитом и ксеноморфными монокристаллами кальцита.

Кальцитизированные мелкозернистые эпигенетические доломиты локально распространены в пределах изучаемой территории и формируют маломощные зоны в пределах участков трещиноватости и разрывных нарушений. Они наблюдаются, как правило, в пределах

площадных зон эпигенетических доломитов, и представляют собой жильные тела мелко-крупнозернистого кальцита зачастую с друзовым, шестоватым обликом. Размеры кристаллов варьируют от 0.5 мм до 5.0 см. Вмещающие породы представлены мелкозернистым или неравномерно-зернистым эпигенетическим доломитом.

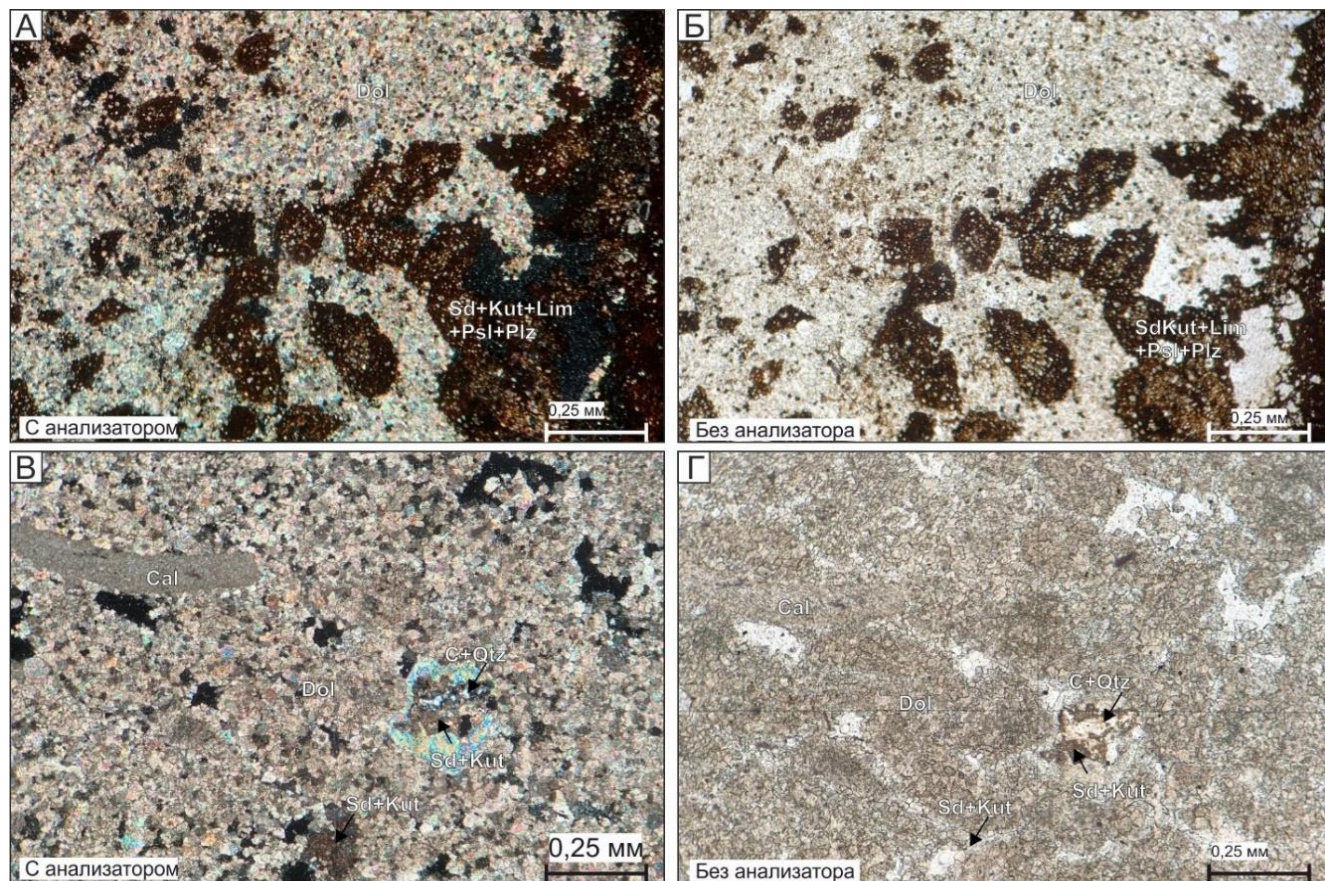


Рис. 3.6 Микрофотографии шлифов эпигенетических доломитов

А,Б – околорудные эпигенетические доломиты по пелитоморфным известнякам кетеменской свиты с псевдоморфозами окислов и гидроокислов железа по сидериту и Fe-Mn карбонатным минералам; **В,Г** – эпигенетические доломиты по оолитовым известнякам унгелинской свиты.

Буквенные обозначения: **Dol** – доломит; **Cal** – кальцит; **Qtz** – кварц; **C** – халцедон; **Sd+kut** – обогащенные Mn и Fe карбонатные минералы; **Lm** – лимонит; **Psl** – псиломелан; **Plz** – пиролюзит.

Кварц-карбонатные метасоматиты занимают околорудное положение. Они ассоциированы с проявлениями Pb-Zn минерализации, выполняют зоны, оконтуривающие рудные тела, и имеют мощность от 20 до 200-300 м (рисунок 3.7; рисунок 3.8). Наиболее широко они распространены в пределах верхней части разреза кетеменской и в титаринской свите. Микроскопически они представлены сплошными зональными массами перекристаллизованного доломита с зернами и кристаллами от 0.05 до 0.5 мм (преимущественно 0.1-0.25 мм.) с корродированными гранями, нечеткими границами зерен с таблитчатым и ромбическим габитусом и большим количеством новообразованных более крупнозернистых Fe-Mn доломитов и сульфидов. Бурое железистое вещество концентрируется по граням кристаллов и зерен, а также в межзерновом пространстве, формируя скопления размерами до 0.2 мм. Кварц халцедоновидный различной степени раскристаллизованности, преимущественно

неравномернозернистый, присутствует в межзерновом пространстве доломита, формируя скопления неправильной формы от 0.1-0.25 мм до 0.5-1.2 мм. В полнопроявленных метасоматитах характерно сочетание халцедоновидного и полнокристаллического кварца. Также спорадически наблюдаются кварц-кальцитовые метасоматиты, сложенные мелкими до крупными зернами кальцита (0.1-0.3 до 3.0 см), выполняющего каверны и пустоты в породах, формируя друзовые и шестоватые агрегаты с характерным таблитчатым и скаленоэдрическим обликом.

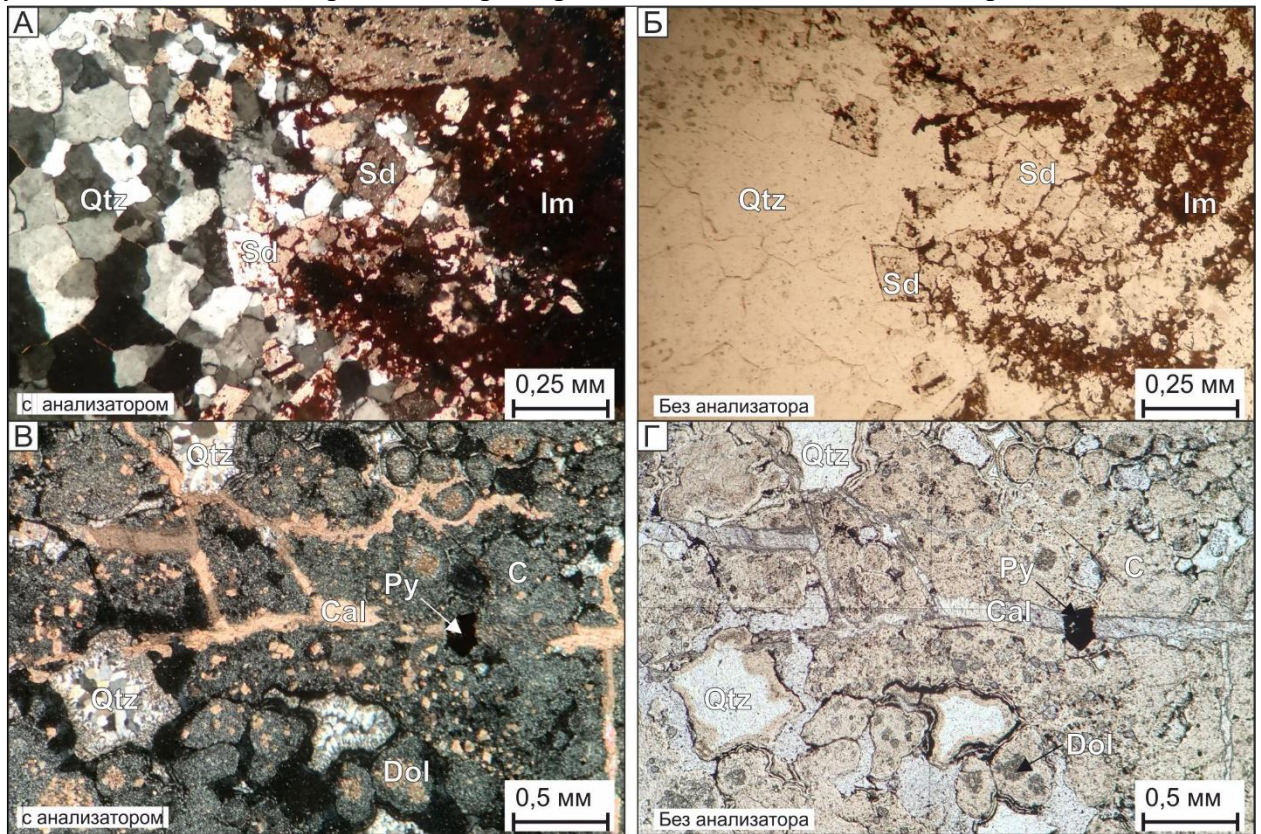
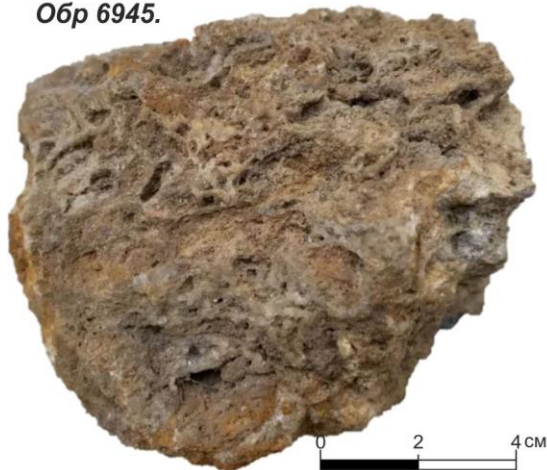


Рис. 3.7 Микрофотографии шлифов измененных карбонатных отложений территории

А,Б – джаспероидизированные доломиты по карбонатным породам кетеменской свиты. Обр. 6945, р. Ботома, выше устья р. Тютюнге; **В,Г** – полнопроявленные джаспероиды по оолитовым известнякам олэкминской свиты. Обр. 69205. Среднее течение р. Улу.

Буквенные обозначения: **Qtz** – кварц, **С** – халцедон, **Lm** – лимонит, **Py** – пирит, **Dol** – доломит, **Sd** – сидерит и другие обогащенные Mn и Fe карбонатные минералы (преимущественно манганокальцит).

Обр 6945.



Обр 6945/1.

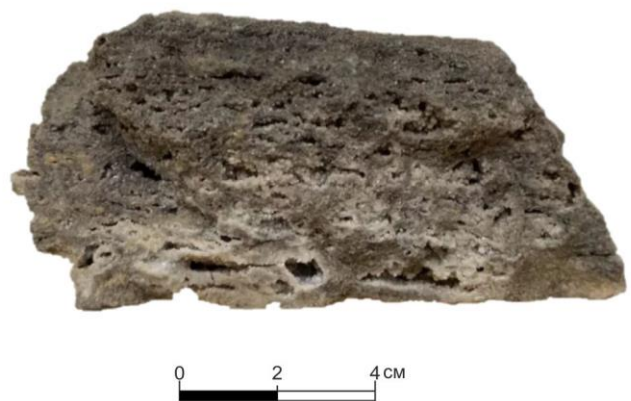


Рис. 3.8 Фотографии образцов полнопроявленных джаспероидов по карбонатным породам кетеменской свиты (среднее течение р. Ботома, выше устья р. Тютюнге)

Существенно кварц-халцедоновые с карбонатом образования наблюдаются локально в связи с разрывными нарушениями и наблюдаются в тесной ассоциации со свинцово-цинковыми рудами (рисунок 3.9, рисунок 3.10). Как правило, они слагают маломощные протяженные зоны в пределах разрывных нарушений северо-восточного и северо-западного направления, зоны дробления и брекчирования пород, а также субогласные с напластованием минерализованные зоны. Наиболее широко они распространены в пределах верхней части разреза кетеменской и титаринской свит. Породы представлены сплошной массой мелкозернистого (0.1-0.3 мм) мозаичного кварца с редкими гипидиоморфными кристаллами доломита, размерами 0.1-0.2 мм. Облик кристаллов таблитчатый, угловатый. В кавернах наблюдается более крупнозернистый кварц в виде крустификационных и друзовых агрегатов. Структуры таких пород бывают двух различных типов. В первом случае они кавернозные, с преобладанием крустификационных, массивных зерен, во втором для них характерна сфероидальная текстура. Данные породы составляют ядерную часть метасоматической колонки.

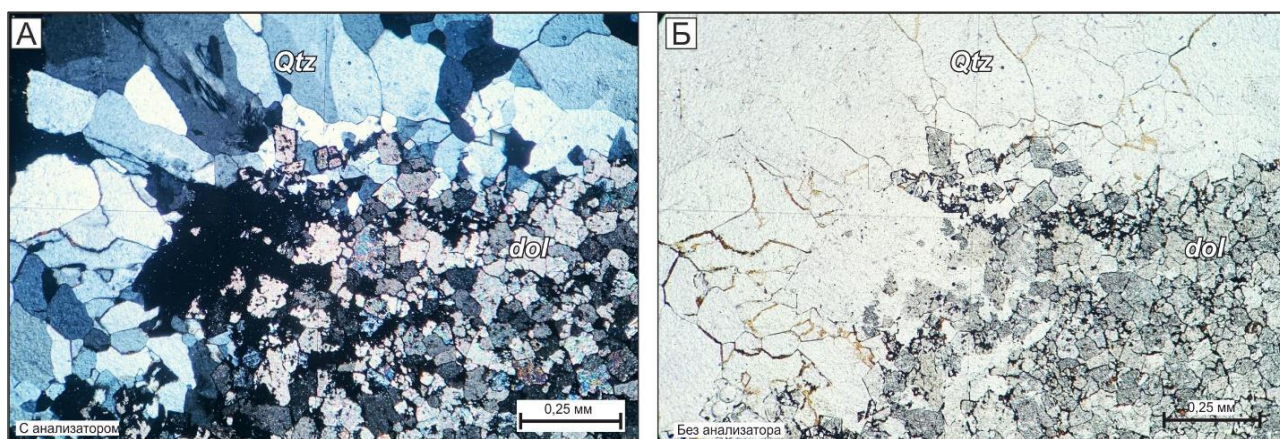
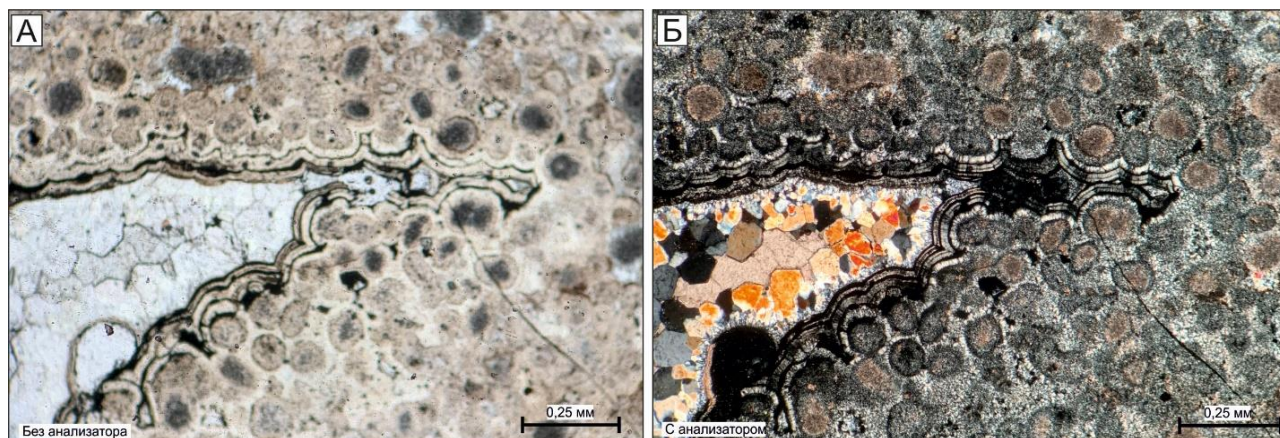


Рис. 3.9 Микрофотографии шлифа джаспероидизированного доломита (обр. 6945, среднее течение р. Ботома, ниже устья р. Тютюнге)

Буквенные обозначения: Dol – доломит; Qtz – яснозернистый кварц.



3.10 Микрофотографии полнопроявленного джаспероида по оолитовому известняку (обр. 1305-2, среднее течение р. Нялыкталах)

Выделенные петротипы отражают смену метасоматической зональности апокарбонатных кремнистых метасоматитов. Типовая метасоматическая колонка (таблица 3.1) апокарбонатно-

кремнистой ГМФ по пелитоморфным известнякам кетеменской свиты выглядит следующим образом (от внешней зоны к внутренней):

Таблица 3.1

Минеральный состав и генетическая типизация гидротермально-метасоматических апокарбатно-кремнистых образований в пределах изученной площади

Генетический тип, формация	Гидротермально-метасоматическая ассоциация	Индекс зоны	Минеральные ассоциации	Реакции замещения
ТЕКТОНОГЕННЫЙ Аокарбонатно-кремнистых метасоматитов, связанная с процессами континентально рифтогенеза	<i>Неизменные породы</i>	0	Cal±C	Кальцит→Доломит
	<i>Неполнопроявленные доломитизированные известняки</i>	D1	Cal+Dol±C	Кальцит→доломит, гипс
	<i>Полнопроявленные эпигенетические доломиты</i>	D2	Dol+(Kut-Sd)±Gp±Anh±Cal ± (Gn,Spl,Pyr)	Доломит → Fe-Mn доломит, сидерит; Гипс→Ангидрит; Кальцит
	<i>Джаспероидизированные эпигенетические доломиты</i>	J1	Dol+(Kut-Sd)+C+Qtz±Pyr± (Gn,Spl)	Доломит → Fe-Mn доломит, сидерит; Гипс→Ангидрит; Кальцит Халцедон → Халцедоновидный кварц, кварц
	<i>Полнопроявленные джаспероиды</i>	J2	Qtz+C±Dol±(Kut-Sd)±(Gn,Spl)±Cal	

Примечание: в пределах минеральных ассоциаций минералы приведены в порядке убывания распространенности
Буквенные обозначения: **Cal** – кальцит; **C** – халцедон; **Dol** – доломит; **Kut** – Mn-доломит, манганокальцит и кутнагорит; **Gp** – гипс; **Anh** – ангидрит; **Gn** – галенит, **Spl** – сфалерит; **Pyr** – пирит; **Qtz** – кварц.

1. Внешняя зона, отражающая ореолы площадной эпигенетической доломитизации, выделяется по резкому замещению известняков яснозернистыми сахаровидными доломитами, отличающимися от вмещающих преимущественно серых и светло-серых до белого известняков своей буро-желтой, желтой или белой окраской, обусловленной степенью насыщения пород железом и марганцем, а также резко повышающейся пористостью отложений. Стоит отметить, что на коренных выходах в долинах р. Лена породы интенсивно пигментируются буро-желтой пылью, поступающей из вышележащих юрских и неоген-четвертичных глинистых пород (рисунок 3.11). Ей соответствуют *доломитизированные известняки* и *массивные сахаровидные доломиты*.

2. Центральная зона характеризуется развитием процессов джаспероидизации в массивных доломитах, но зачастую в пределах коренных выходов данные изменения визуально не устанавливаются. Они выражаются в видимой инкрустации порового пространства халцедоном и халцедоновидным кварцем, с сидеритом и Fe-Mn доломитом и кальцитом. Ей соответствуют *джаспероидизированные доломиты*.

3. Внутренняя зона представлена, как правило, двумя разновидностями пород в зависимости от обогащения рудовмещающих пород Pb и Zn. В районе р. Ботома, где сингенетическая концентрация данных элементов понижена, по отношению к участку в долине

р. Лена, наблюдается развитие субвертикальных зон минерализации, приуроченных к плоскостям разрывных нарушений в виде полнопроявленной джаспероидизации с тонкорассеянными, преимущественно окисленными сульфидами. Они хорошо отличаются от массивных доломитов, однако зачастую приурочены к структурному делювию, а зоны разрывных нарушений геоморфологически выражены оврагами. К данной зоне относятся *полнопроявленные джаспероиды*.



Рис. 3.11 Коренные выходы эпигенетических тонкослоистых доломитов по карбонатным породам титаринской свиты

Левобережье р. Лена, ниже устья р. Куччугуй-Кетеми. Фото автора.

Такая зональность может считаться типовой для апокарбонатных метасоматитов территории, однако в пределах рудоносной части разреза кетеменской и титаринской свиты Синско-Ботомской СФЗ наблюдается локальное обеднение центральной части колонки силикатной составляющей с более широким развитием карбонатных минералов, обогащенных железом и марганцем, а значительный объем пород во внутренней и ядерной частях ГМ колонки занят сульфидной минерализацией в виде галенита, сфалерита, пирита, марказита и продуктов их гипергенной переработки.

3.3.1.2 Петрохимические особенности вещественных проявлений апокарбонатно-кремнистой ГМФ

Выявленным особенностям минералогической зональности данных метасоматитов соответствуют свои геохимические характеристики. Существенных различий в характере распределения петрогенных элементов в пределах зон гидротермально-метасоматических колонок на различных участках территории не установлено. Расчёт баланса вещества в ГМ колонке произведен атомно-объёмным методом [51] для каждой из вышеописанных зон по данным изучения наиболее представительных образцов. Рассмотрим подробнее характер распределения петрогенных элементов в пределах колонки апокарбонатно-кремнистых метасоматитов (таблица 3.2; рисунок 3.12-3.13).

Соответствующие таблицы с подробными результатами расчёта баланса вещества между различными зонами ГМ колонки приводятся в текстовом приложении 2. Исходные пелитоморфные и тонко-мелкозернистые известняки кетеменской свиты имеют простой минералогический состав и почти нацело сложены тонко- мелкозернистым кальцитом с примесью кремнистых стяжений. Петрохимически это выражено преобладанием в составе СаО, а также СО₂ и Н₂О (на графиках обозначены, как П.П.П) (рисунок 3.13-А).

Во внешней зоне в связи с неустойчивостью кальцита происходит его замещение доломитом, в котором фиксируется MgO. Мы видим, что отношение MgO к СаО в породах близко к 1:1.5 – 1:2. Согласно данным предшественников, физико-химические исследования баланса вещества существенно доломитовых метасоматитов Рудного Алтая позволяют предположить, что такое соотношение указывает на протекание процесса замещения кальцита доломитом в условиях субщелочной среды при высокой активности Mg в растворе [135]. Ближе к внутренней зоне джаспероидизированных доломитов наблюдается уменьшение плотности метасоматитов с относительным ростом концентрации SiO₂, MnO, Fe₂O₃, при незначительном обеднении MgO и П.П.П (рисунок 3.13.Б). Обогащение зоны кремнеземом, дефицитным элементом в карбонатной среде, в сочетании с уменьшением удельного веса породы, указывает на резкую смену кислотности раствора, приводящую к осаждению кварца и халцедона, фиксирующих SiO₂. Марганец и железо фиксируются карбонатной минерализацией сидерита, Fe-доломита, а также манганокальцита, предшествующих кварц-халцедоновой минерализации.

Кристаллизация обогащенных Mn и Fe карбонатных минералов происходит в поровом пространстве во взаимосвязи с процессом кислотного выщелачивания и указывает на наличие локальных субщелочных близнормальных условий в циркулирующем ГМ флюиде. Это обусловлено частичным обогащением кислотного раствора MgO, возникающем в ходе контаминации материала, выщелачиваемого из вмещающих пород внешней зоны. Тем самым система стремится к равновесию, компенсируя различия в кислотности среды [135].

Таблица 3.2

Характер распределения петрогенных и примесных элементов в ГМ-образованиях, развитых по породам кетеменской и титаринской свит раннего кембрия

Индекс зоны	0	D1		D2	J1	J2		
SiO ₂ (%)	0.01	0.01	0.01	1.25	4.75	47.46	65.75	58.55
Al ₂ O ₃ (%)	0.35	0.32	0.25	0.57	0.46	0.24	0.52	5.75
TiO ₂ (%)	0.06	0.02	0.02	0.03	0.03	0.05	<0.01	0.08
Fe ₂ O ₃ (%)	1.21	0.73	0.82	0.79	1.41	6.06	19.16	25.88
MnO (%)	0.03	0.02	0.02	0.10	0.06	0.35	0.09	0.62
MgO (%)	0.34	23.58	23.93	22.46	19.78	9.90	1.29	0.24
CaO (%)	54.48	28.44	28.18	27.93	28.98	13.66	4.36	0.08
Na ₂ O (%)	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.28	0.62	0.80
K ₂ O (%)	<0.01	0.05	0.05	0.01	0.03	0.02	0.07	2.54
P ₂ O ₅ (%)	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.15	0.14
П.П.П. (%)	43.44	46.77	46.67	46.81	44.46	22.03	8.00	5.17
BaO (%)	0.01	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.19
Сумма	100.00	100.03	100.03	100.02	100.03	100.08	100.00	100.00
Pb г/г	2.75	7.75	1.17	6.29	3.69	4.82	294	15.4
Zn г/г	9.43	19.9	9.56	13.4	14.1	108	1290	60.4
Li г/г	0.5	0.5	0.5	0.5	1.45	1.87	1.7	3.49
Sc г/г	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.28	1.2	0.1
Co г/г	0.25	0.25	0.25	0.25	1.64	2.58	11.4	0.86
Ni г/г	0.25	0.25	0.25	0.25	1.79	4.76	28.4	2.3
Cu г/г	0.25	0.25	0.25	1.83	0.25	2.3	6.64	1.07
Ag г/г	0.02	0.02	0.005	0.036	0.005	0.068	0.044	0.014
Sb г/г	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.12	0.51	0.05
Te г/г	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Bi г/г	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
Be г/г	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
V г/г	0.75	5.74	2.84	7.02	3.47	9.44	34.3	2.58
Cr г/г	0.25	1.49	0.25	3.06	18.2	5.07	90.6	17.7
Sr г/г	172	80.5	50	121	63.4	32.2	49.3	5.92
Y г/г	1.62	1.75	0.72	1.99	2.58	4.31	6.71	0.85
Zr г/г	13.3	20.7	14.2	18	13.5	12.3	5.73	4.33
Nb г/г	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.66
Mo г/г	0.74	0.66	0.3	0.75	2.73	1.07	11.2	1.5
Sn г/г	0.73	0.49	0.55	0.64	0.6	0.59	0.72	0.61
LREE г/г	4.90	1.37	5.18	8.67	2.59	5.03	7.11	3.30
MREE г/г	0.52	0.11	0.50	0.76	0.46	0.60	1.24	0.57
HREE г/г	0.38	0.08	0.24	0.31	0.21	0.32	0.68	0.39
W г/г	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.98	0.25
Th г/г	0.05	0.31	0.05	0.12	0.05	0.05	0.32	0.05
U г/г	1.07	2.49	0.44	0.76	0.45	0.44	0.95	0.32
As г/г	0.25	0.65	0.72	0.92	1.19	7.32	17.7	1.57
Sc г/г	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.28	1.2	0.1
Co	0.25	0.25	0.25	0.25	1.64	2.58	11.4	0.86
Q (г/см ³)	2.72	2.78	2.74	2.57	2.77	2.8	2.51	3.14
№ пробы	6956	6941	6939	6950-1	6944	6944-1	6945-1	6953

Примечание: Индексами обозначены: **0** – неизменные пелитоморфные известняки, **D1** – неполнопроявленные эпигенетические доломиты; **D2** – полнопроявленные эпигенетические доломиты; **J1** – джаспероидизированные эпигенетические доломиты, **J2** – полнопроявленные джаспероиды; Содержания петрогенных оксидов приводятся в (%), редких и рассеянных элементов в г/г.

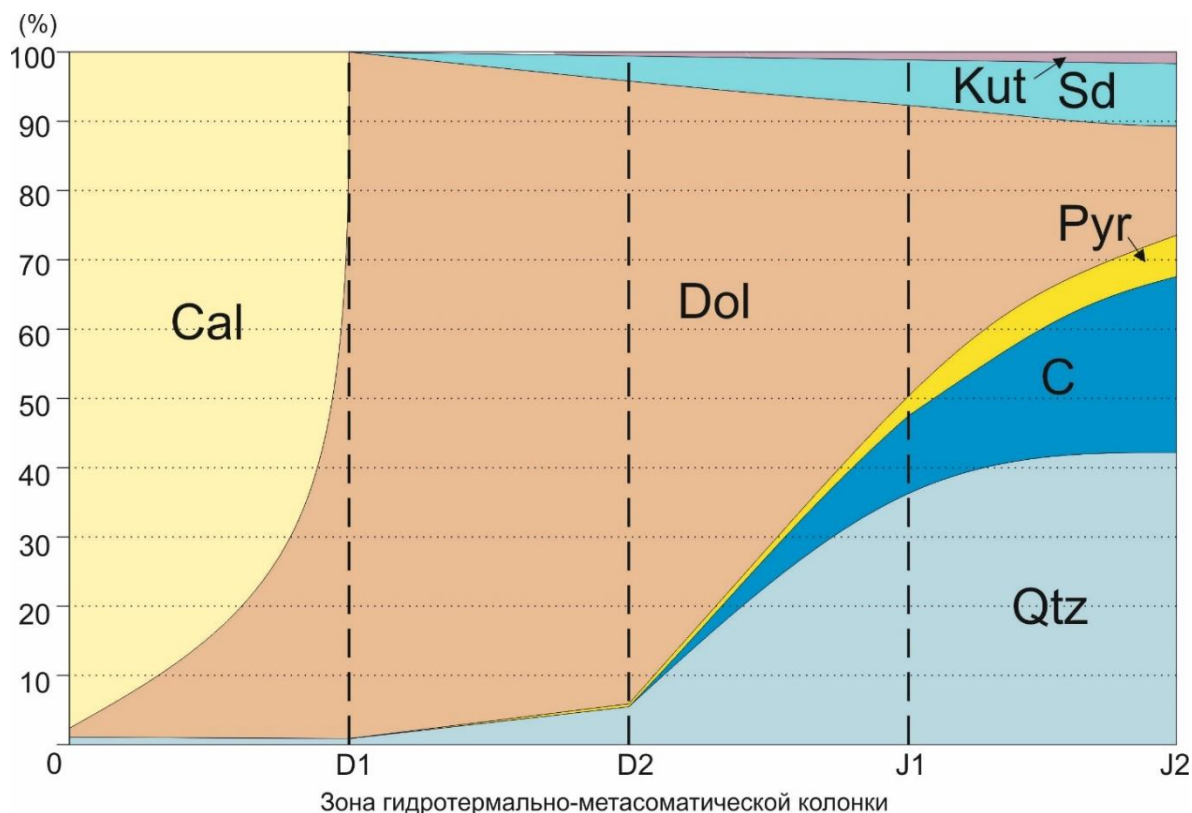


Рис. 3.12 Схематическое отображения минеральной зональности различных зон ГМ колонки апокarbonатно-кремнистых метасоматитов по пелитоморфным известнякам кетеманской и титаринской свит раннего кембрия

Буквенные обозначения: **Cal** – кальцит; **Dol** – доломит; **Sd** – сидерит; **Kut** – минералы группы манганокальцита, кутнагорита (?), манганодолomite; **Pyr** – пирит+марказит; **C** – халцедон; **Qtz** – кварц.

Несмотря на выраженное уменьшение концентрации MgO при росте Fe_2O_3 и MnO , содержание CaO остается выдержанным. Во внутренней зоне начинается замещение доломита кварцем и халцедоном различной степени раскристаллизованности при общих кислотных условиях протекания процесса. Наконец, к ядерной части наблюдается значительное обогащение пород кремнистой составляющей при значительном росте Fe_2O_3 , фиксируемого в сидерите и $Fe-Mn$ доломите и сульфидных минералах (рисунок 3.13-В).

Данные показывают, что удельная плотность породы зависит от степени инкрустации порового пространства кварцевой и поздней карбонатной составляющей. В ядерной зоне, сложенной преимущественно кремнистыми минералами, концентрация Mg резко уменьшается. Незначительное накопление K_2O и Al_2O_3 в ядерной части колонки предположительно связано с наложением гипергенных процессов. Концентрации прочих петрогенных элементов в породах незначительны. Они не формируют самостоятельных минеральных фаз и не вносят существенный вклад в минералого-геохимическую зональность метасоматической колонки. Кальцитизированные эпигенетические доломиты формируются в терминальную стадию ГМ процесса и отражают смену кислых условий среды субщелочной при нейтрализации растворов и осаждения Ca , контаминированного флюидом из вмещающих известковых пород.

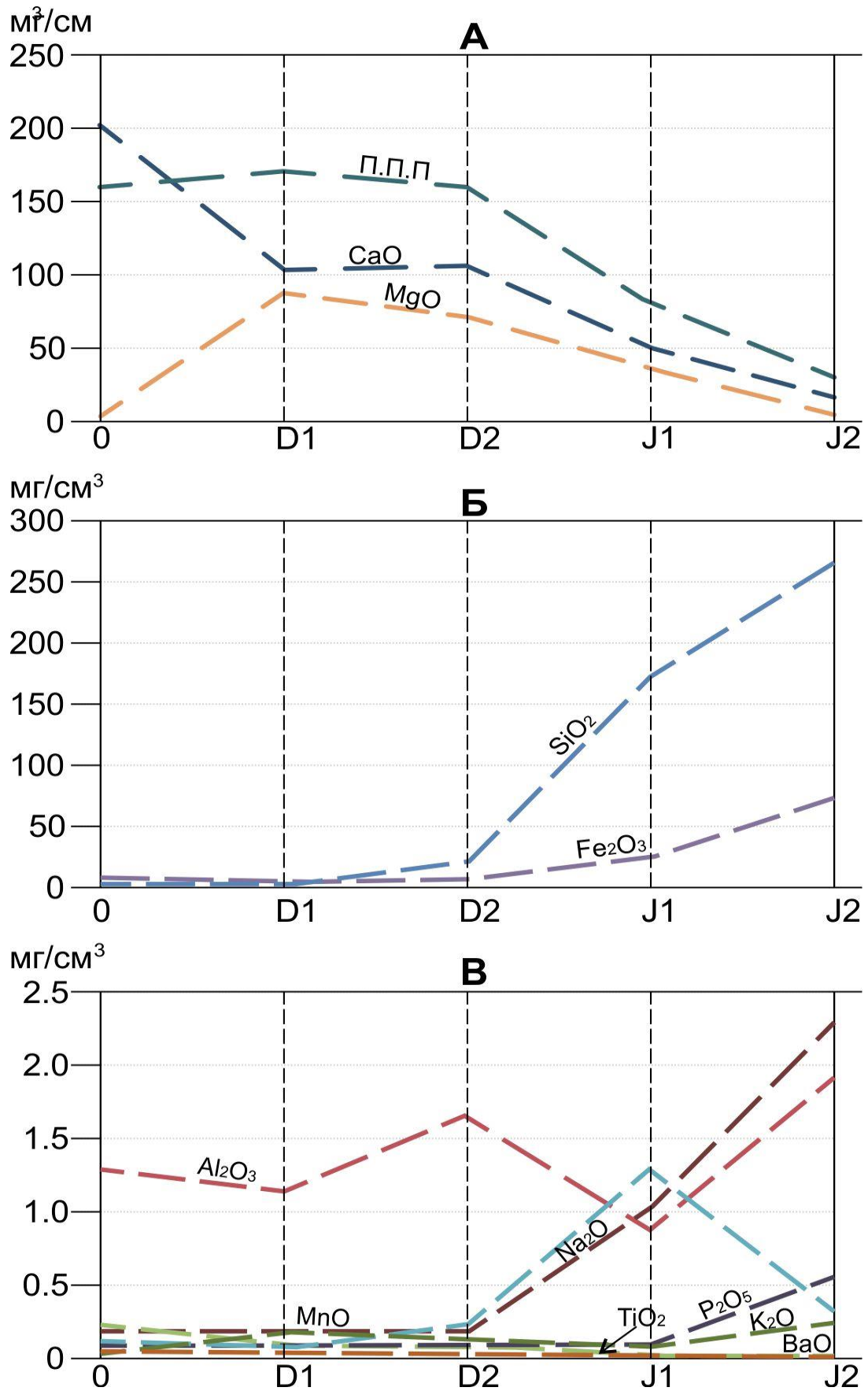


Рис. 3.13 Графики, отображающие баланс вещества (петрогенных оксидов) в пределах выделенных зон ГМ колонки апокарбонатно-кремнистых метасоматитов
 А – график баланса для CaO, MgO, П.П.П. (потери при прокаливании); Б – график баланса для SiO₂ и Fe₂O₃; график баланса для Al₂O₃, Na₂O, K₂O, MnO, TiO₂, BaO, P₂O₅.

Кальцит формирует жильные тела в более ранних ГМ образованиях, в том числе в слабоизмененных породах, перекрывающих гидротермально-метасоматические. Баланс вещества для данной разновидности пород нами не приводится ввиду его пространственной разрозненности и секущим положением относительно существенно доломитовых и кварцевых метасоматитов.

Баланс вещества примесных элементов приводится в относительных процентах и приводится в пересчёте на неизмененную породу (пелитоморфный известняк кетеменской свиты). Коэффициент привноса-выноса элементов (ΔC) приведен в процентах и рассчитывался по формуле: $\Delta C = (C_i - C) / C * 100 \%$, где C_i – содержание элемента в интенсивно/полностью измененной породе. Характер распределения примесных и редкоземельных элементов в карбонатных породах территории в значительной степени зависит от их концентрации в неизмененной породе, отчего геохимическая специализация гидротермально-метасоматических образований имеет ряд отличий в пределах различных участков территории. В приведенных ниже таблицах 3.3. и 3.4. указаны данные для метасоматитов, развитых по отложениям кетеменской и титаринской свит Синско-Ботомской и унгелинской, олёкминской и барылайской свит Амгинской СФЗ, соответственно. В таблицу 3.3. также добавлены данные по свинцово-цинковым рудам и кальцитизированным породам, располагающимся гипсометрически над рудными образованиями.

В характере накопления элементов в эпипородах, развитых по карбонатным отложениям кетеменской и титаринской свиты, прослеживается ряд закономерностей. Для большинства рассеянных элементов наблюдается выраженная концентрация от неизмененных пород к центральной части ГМ колонки. Даже в неполнопроявленных эпигенетических доломитах наблюдается резкий рост концентрации As, Zn, Mn, Cu, Co, Ni, Ag по сравнению с неизмененными карбонатными породами, при выраженном их обеднении Sr, P и REE, усиливающимся при переходе в полнопроявленные эпигенетические доломиты. Ближе к внутренней зоне колонки концентрация Zn, Mn, Pb, Co, P растет на 2-3 порядка при выраженной деконцентрации данных элементов в ядерной части ГМ колонки. Мы видим, что наиболее концентрированными элементами руд являются Pb, Zn, Ag, Mn, Fe, концентрация которых по сравнению с полнопроявленными джаспероидами вновь растет на 3 и более порядка. В то же время, надрудные кальцитизированные метасоматиты, характеристика привноса-выноса в которых рассчитана по отношению к полнопроявленным эпигенетическим доломитам, как к породе-протолиту, указывает на выраженное их обогащение Sr, P, Fe, Li.

Для ГМ образований, развитых по карбонатным отложениям Амгинской СФЗ, характер распределения примесных элементов имеет выраженные различия от такового для пород Синско-Ботомской СФЗ.

Таблица 3.3

Баланс вещества редких и рассеянных элементов в ходе формирования апокарбонатно-кремнистых тектоногенных метасоматитов по карбонатным породам кетеменской и титаринской свиты раннего кембрия

Гиротермально-метасоматические образования			Привнос (%)					Вынос (%)			
Тип	Породы	Индекс	> +1000	+1000 +500	+500 - +100	+100 - +50	+50 - +20	-10 - -25	-25 - -50	< -50	
Тектоногенные связанные с вещественными спреями мезозойского рифтогена	Неполно-проявленные эпигенетические доломиты	D1		As Mg	Mn	Zn	Na V Cu	Li Cr Sr Th Ca, Ba Cr	LREE Ti P Sr	MREE HREE Si Al, K Al Sn Zr	
	Полнопроявленные эпигенетические доломиты	D2		Si	K P Mn Zr Zn Ni Co	Mg Fe Al Th Sn Cr	Y Rb Pb Ag Li	Ba, Ca As	Na Ti U LREE HREE MREE SR		
	Джаспероидизированные доломиты	J1	Si Zn	P Mn Pb Co	Fe As Th MREE HREE Y V Sb Ag Cu Ni	K U LREE Cr Li		Ba	Na Ca Mg Ti Al Sr		
	Полнопроявленные джаспероиды	J2		Si	As Th W Ta Sn Mo Nb Zr Rb Cr Be Cu Li	K V	Na Ba LREE Bi Sb Ni Co		Ti U HREE	Ca Mg Mn Zn	
	Свинцово-цинковые руды	Руды		Pb Zn	Ag	Ba Na Mn Fe U	P W Sr	Ti Al HREE MREE Y Cu	Th	K Ca As Ta Mo V Sb	Mg Si Sn Nb Zr Rb Cr Li
	Надрудные кальцитизированные доломиты	D3				P Fe Li Sr	K Mn Fe U Th HREE LREE MREE Nb Zr Y Pb Ag Cu Ni	Na Si As W Ta Sn Mo Zr Rb Cr V Sb Zn Co	Ti		Ba Al

Примечание: Коэффициент привноса-выноса элементов ΔC приведен в процентах и рассчитывался по формуле: $\Delta C = C_i - C/C \times 100\%$, где C_i – содержание элемента в интенсивно/полностью измененной породе, C – содержание элемента в минимально измененной породе пелитоморфный известняк кетеменской свиты в сравниваемых выборках. Для надрудных кальцитизированных доломитов (D3) баланс рассчитывается по отношению к полнопроявленным эпигенетическим доломитам (D2) Общее количество проб – 146.

В таблице 3.4 мы видим, что зоны неполнопроявленных эпигенетических доломитов характеризуются слабо выраженным обогащением примесными элементами относительно пород-протолитов. Это связано со существенно доломитовым составом вмещающих пород и весьма низкой концентрацией данных элементов в породах-протолитах, в результате чего привнос элементов в центральные и ядерные части колонки имеет незначительные количественные характеристики.

Таблица 3.4

Баланс вещества редких и рассеянных элементов в ходе формирования апокарбонатно-кремнистых тектоногенных метасоматитов по карбонатным породам унгелинской, олёкминской и барылайской свит раннего кембрия

Гидротермально-метасоматические образования			Привнос (%)				Вынос (%)		
Тип	Породы	Индекс	+100 0 +500	+500 - +100	+100 - +50	+50 - +20	-10 - - 25	-25 - -50	< -50
Тектоногенные связанные с веществами с проявлениями палеозойского рифтогенеза	Неполно-проявленные эпигенетические доломиты	D1				Sc Co Ni	Zn Pb Be Cr HREE As	Li Sb Rb Sr Nb Sn MREE Ta W Th U	Ag Cd Tl Zr
	Полнопроявленные эпигенетические доломиты	D2			Mg Cu Sb Sr LREE MREE U	Cd Tl Be V Cr Mo Sn Th As Si	Co Bi HREE	Sc	
	Джаспероидизированные доломиты	J1	Si Mn Fe	Sc Co Ni Cu Zn Cd Sb Tl Pb Be V Y Nb LREE MREE HREE Th As Na Ba	Li Ag Cr Rb Zr Ta W Al	Bi U	Sr	Ti	Ca Mg
	Полнопроявленные джаспероиды	J2	Si	Ag Cd In Bi Mo Sn Ta W Ti Na	Cr Be Ba	Cu Li Sc Rb Nb Al	Zn Th	V Sr	Ca Mg Y LREE MREE HREE

Примечание: Коэффициент привноса-выноса элементов ΔC приведен в процентах и рассчитывался по формуле: $\Delta C = C_i - C/C \times 100\%$, где C_i – содержание элемента в интенсивно/полностью измененной породе, C – содержание элемента в минимально измененной породе пелитоморфный известняк олёкминской свиты в сравниваемых выборках. Общее количество проб – 120.

Характер накопления элементов в зоне джаспероидизированных доломитов во многом совпадает с таковым для ГМ колонки рудоносного разреза Синско-Ботомской СФЗ, но проявлен не столь выражено. В то же время, обращает внимание и закономерная концентрация таких элементов, как Bi, Mo, Sn, As, Ag, W в ядерной части колонки. Это хорошо согласуется с литолого-геохимическими особенностями вмещающих карбонатных пород данной площади. При этом карбонатные отложения на водоразделе рек Амга и Ботома в значительной степени затронуты проявлениями неотектонических процессов, которые привели к формированию полей повышенной карстуемости с глубокими карстовыми воронками и провалами, выполненными

продуктами переотложения элювиальной кор выветривания вмещающих пород. Кластическая часть данных образований зачастую выполнена обломками кварц-халцедоновых и кварц-карбонатных метасоматитов, слагающими ядерную часть ГМ колонки апокарбонатно-кремнистых метасоматитов. В результате джаспероиды утрачивают пространственную связь со вмещающими породами и испытывают значительное перераспределение вещества при наложении гипергенных и гидрогенно-инфильтрационных процессов. Это не позволяет в полной мере оценить характер привноса и выноса вещества в ядерной части ГМ колонки в пределах Амгинской СФЗ.

Таким образом, апокарбонатно-кремнистые метасоматиты (джаспероиды) относятся к апокарбонатно-кремнистой субформации, и в пределах юго-восточной части Анабаро-Синской СФО характеризуются зональностью близкой к типовой. Образование площадных ореолов вторичных доломитов отражает умеренно-щелочную стадию развития ГМ процесса, сменяющуюся кислым режимом раствора, приводящего к выщелачиванию доломитов с формированием каверн, пустот и марганецсодержащей, железистой, карбонатной и вторично-кварцевой минерализации. Геохимическая специализация метасоматитов различна для пород, развитых по отложениям Синско-Ботомской и Амгинской СФЗ, что обусловлено выраженными различиями в литолого-геохимических особенностях пород-протолитов, следствием чего является также формирование рудной Pb-Zn минерализации только в пределах северо-восточной части изучаемой площади в долине рек Кетеме и Ботома.

3.3.2 Вещественные проявления тектоногенной аргиллизит-березитовой ГМФ

Как уже было отмечено, в пределах территории вещественные проявления аргиллизит-березитового метасоматоза представлены незначительными по параметрам зонами ГМ преобразований магматических пород основного состава чаро-синского комплекса, а также вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород в разрезе кетеменской свиты раннего кембрия. В последних наблюдаются реликты данных процессов ввиду затушевывания их наложенными гидрогенно-инфильтрационными преобразованиями.

3.3.2.1 Петрографические особенности вещественных проявлений аргиллизит-березитовой ГМФ

Полнопроявленные метасоматиты наблюдаются в виде узких субвертикальных зон в пределах дайковых тел долеритов чаро-синского комплекса. Неизменные породы представлены преимущественно мелкозернистыми долеритами, реже мелко-среднезернистыми габбро-долеритами с офитовой структурой. Гидротермально-метасоматическая колонка обладает выраженной зональностью, в пределах которой можно выделить внешнюю, промежуточную, внутреннюю и центральную зоны (таблица 3.5).

Таблица 3.5

Минеральный состав и генетическая типизация аргиллизит-березитовых ГМ-образований в пределах изученной площади

Генетический тип, формация	Название зоны	Индекс зоны	Минеральный состав	Реакции замещения
ТЕКТОНОГЕННЫЙ Березит-Аргиллизитовый, связанный с процессами палеозойского рифтогенеза	<i>Хлоритизированные долериты</i>	0	Пироксен, амфибол, хлорит, Fe-сметтит, ильменит	<i>Пироксен; амфибол → хлорит</i>
	<i>Внешняя зона</i>	A1	Пироксен, амфибол, Хлорит-карбонаты-лимонит, ильменит	<i>Пироксен; амфибол → хлорит, кальцит+Qtz; Fe-кальцит</i>
	<i>Промежуточная зона</i>	A2	Плагиоклаз, пироксен, кальцит, хлорит, иллит, кварц-халцедон, смешанно-слоистые минералы кварц	<i>Пироксен; амфибол → хлорит, кальцит, Fe-кальцит; Плагиоклаз – Иллит</i>
	<i>Внутренняя зона</i>	A3	Плагиоклаз, иллит, каолин, смешанно-слоистые минералы, кварц	<i>Иллит → Каолин, смешанно-слоистые минералы</i>
	<i>Центральная зона</i>	A4	Каолин, иллит, смешанно-слоистые минералы, кварц	

ПРИМЕЧАНИЕ: в пределах минеральных ассоциаций минералы приведены в порядке убывания распространенности.

Буквенные обозначения: Qtz – кварц.

Незначительно измененные вмещающие породы представлены частично хлоритизированными долеритами и габбро-долеритами, сохраняющими первичную структуру. Степень вторичных преобразований не превышает 5-10%. Хлорит медово-желтый, преимущественно магниальный, формирует локально развитые тонкочешуйчатые агрегаты замещения в наиболее крупных кристаллах и агрегатах ортопироксена. В большинстве случаев в долеритах отмечается наложение мезо-кайнозойских гипергенных процессов с замещением хлорита смешанно-слоистыми минералами и смектитами (рисунок 3.14)

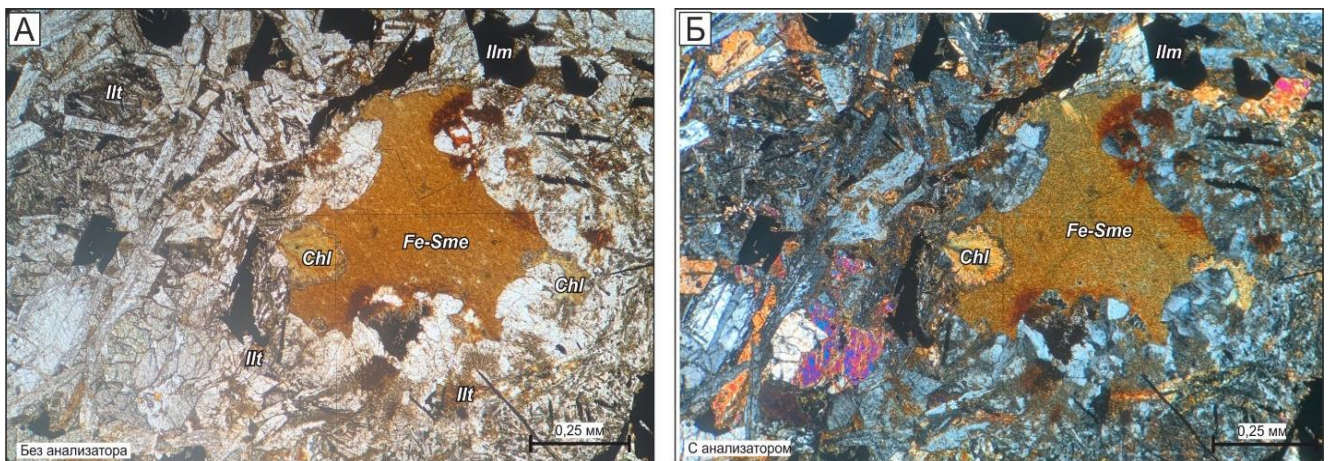


Рис. 3.14 Микрофотографии шлифов внешней зоны колонки аргиллизит-березитов по долериту чаросинского комплекса (верховье реки Нялыкталах, обр. 6930-2)

Буквенные обозначения: Illt – иллит; Chl – хлорит; Ilm – ильменит; Fe-Sme железосодержащие смешанно-слоистые агрегаты (смектиты).

Внешняя зона характеризуется выраженным развитием процесса замещения пироксена и амфибола хлоритом и карбонатными минералами. Метасоматиты наблюдаются в виде узких зон на левобережье р. Лена. Хлорит, как правило, бурый, формирует чешуйчатые агрегаты замещения по клинопироксену, реже по плагиоклазу. Кальцит присутствует в виде ксеноморфных массивных мелкозернистых крустификационных агрегатов в пустотах, либо наблюдается в виде отдельных пойкилитовых идиоморфных кристаллов, размером преимущественно 0.2 мм. Также характерно его присутствие в трещинах и пустотах, внутренняя часть которых сложена различной степени раскристаллизованным халцедоновидным кварцем. На микрофотографии шлифа образца 6930-7 (рисунок 3.15-3.16) видно, что несмотря на выраженный характер изменений, плагиоклазы весьма слабо подвержены вторичным преобразованиям. Степень проявленности вторичных изменений в породах незначительна и не превышает 5-25 %.

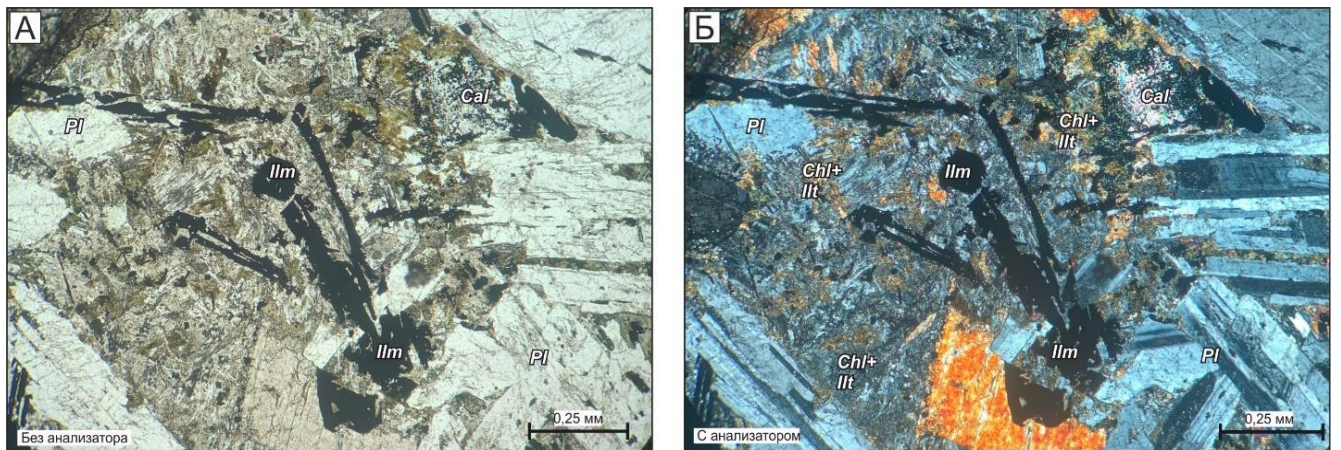


Рис. 3.15 Микрофотографии шлифов промежуточно зоны колонки аргиллизит-березитов по долериту чаро-синского комплекса (левобережье р. Лена, дайка у пос. Тит-Ары, обр. 6930-7)



Рис. 3.16 Фотографии образцов слабоизмененных долеритов и габбро-долеритов чаро-синского комплекса *Слева* – обр. 6930-2, слабоизмененный мелкозернистый долерит; *справа* – обр. 6930/7, измененный габбро-долерит чаро-синского комплекса.

Промежуточная зона колонки выделяется по началу формирования иллита и гидрослюд, преимущественно по хлориту и частично амфиболу с увеличением доли минерализации кальцита и гематита (рисунок 3.17). На микрофотографии шлифа видно, что кальцит формирует ассоциацию с лимонитом, гематитом и вторичным по отношению к процессу аргиллизитизации монтмориллонитом. В данной зоне уже не наблюдается темноцветных минералов полностью замещенных иллитом, карбонатами и минералами окислов и гидроокислов железа. Плаггиоклаз все ещё устойчив в данной зоне, однако наблюдаются локальные участки его замещения тонкочешуйчатыми агрегатами иллита и гидрослюд. Степень вторичных преобразований данных пород преимущественно высокая и составляет от 30 до 55 %.

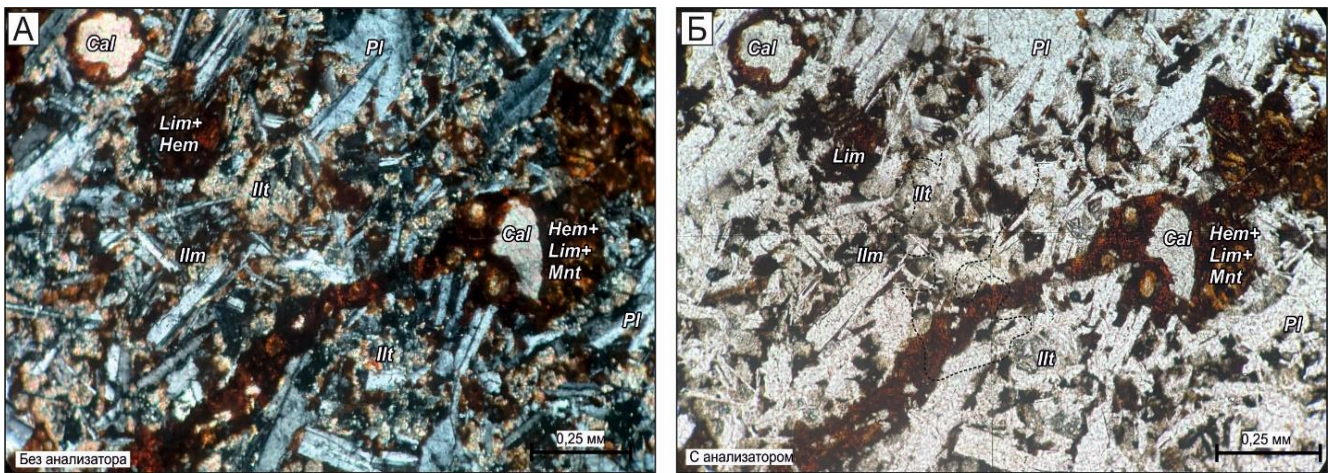


Рис. 3.17 Микрофотографии шлифов промежуточной зоны колонки аргиллизит-березитов по долериту чарсинского комплекса (обр. 6930-8, дайка у пос. Тиит-Ары)

Буквенные обозначения: Cal – кальцит; Ill – иллит, Lim+Hem – лимонит+гематит; Mnt – монтмориллонит; Pl – плаггиоклаз.

Внутренняя зона колонки выделяется по процессу полнопроявленного замещения гидрослюдами и карбонатами плаггиоклазов, и началом процесса каолинизации пород (рисунок 3.18-3.19). Большая часть минералов колонки обладает тонкозернистой, пелитоморфной текстурой с распространением смешанно-слоистых полиминеральных агрегатов. Иллит с развивающимся по нему каолином формирует по темноцветным минералам тонкослоистые псевдоморфозы, а также тонкослоистые чешуйчатые агрегаты замещения плаггиоклазов, вытянутые согласно плоскостям спайности последних. В данной зоне также встречены участки интенсивного развития иллит-карбонат-каолиновых метасоматитов с интенсивной минерализацией рудных минералов (гематит, ильменит), равномерно рассеянных по породе в виде мелкозернистых вкрапленных ксеноморфных кристаллов, составляющих до 20 % её объёма. Степень вторичных преобразований данных пород преимущественно высокая и составляет от 40 до 60 %.

Ядерная зона метасоматической колонки выделяется по полному замещению вмещающих пород глинистой тонкодисперсной иллит-каолин-гидрослюдистой смешанно-слоистой массой (рисунок 3.20).

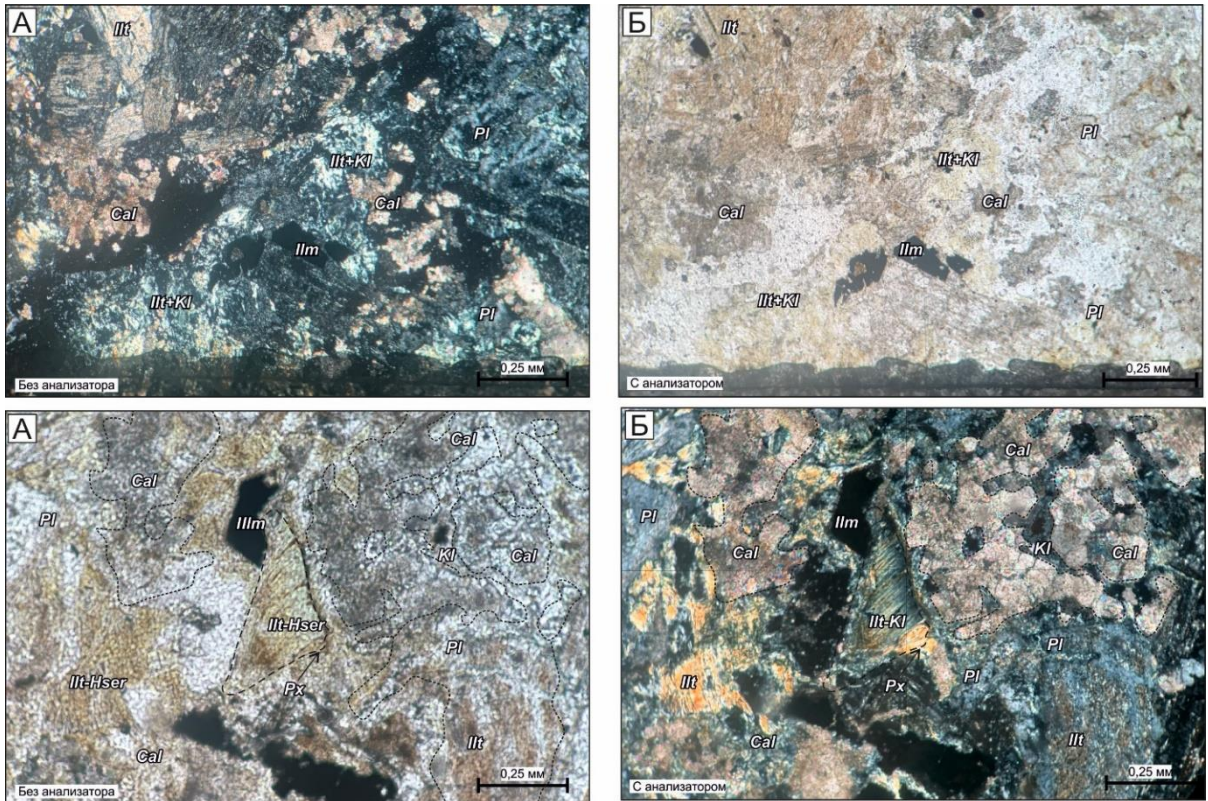


Рис. 3.18 Микрофотографии шлифов промежуточной и внутренней зон аргиллизит-базальтов по долеритам и габбро-долеритам чаро-синского комплекса

А,Б – обр. 6930-8; В,Г – обр. 6930-1. Дайка у пос. Тиит-Ары.

Буквенные обозначения: **Ill** – иллит, **Cal** – кальцит; **Qtz** – кварц; **Ilm** – ильменит; **Pl** – плагиоклаз, **Px** – пироксен.

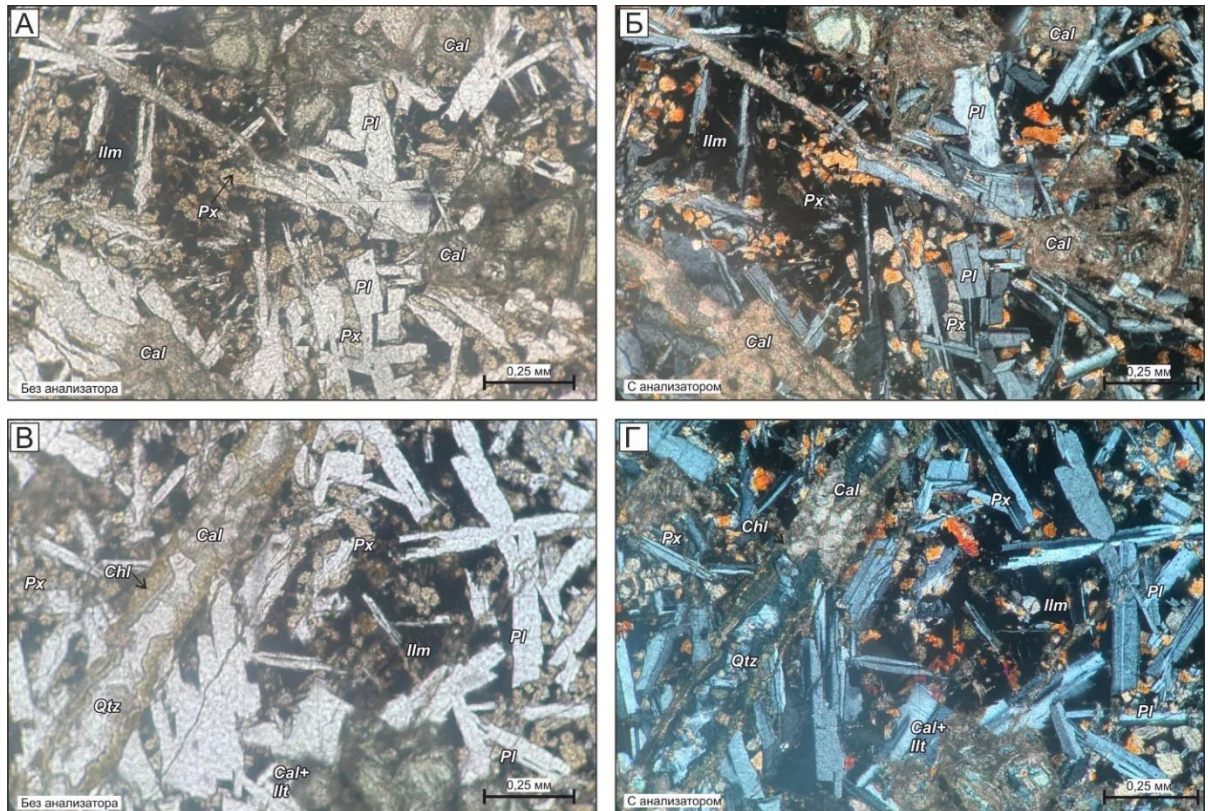


Рис. 3.19 Микрофотографии шлифов внутренней зоны аргиллизит-базальтов по долеритам и габбро-долеритам чаро-синского комплекса

А,Б – обр. 6930-4, В,Г – обр. 6930-5. Дайка у пос. Тиит-Ары.

Буквенные обозначения: **Ill** – иллит; **Cal** – кальцит; **Kl** – каолин, **Pl** – реликты плагиоклаза; **Ilm** – ильменит; **Hser** – гидросерицит; **Px** – реликты кристаллов пироксена.

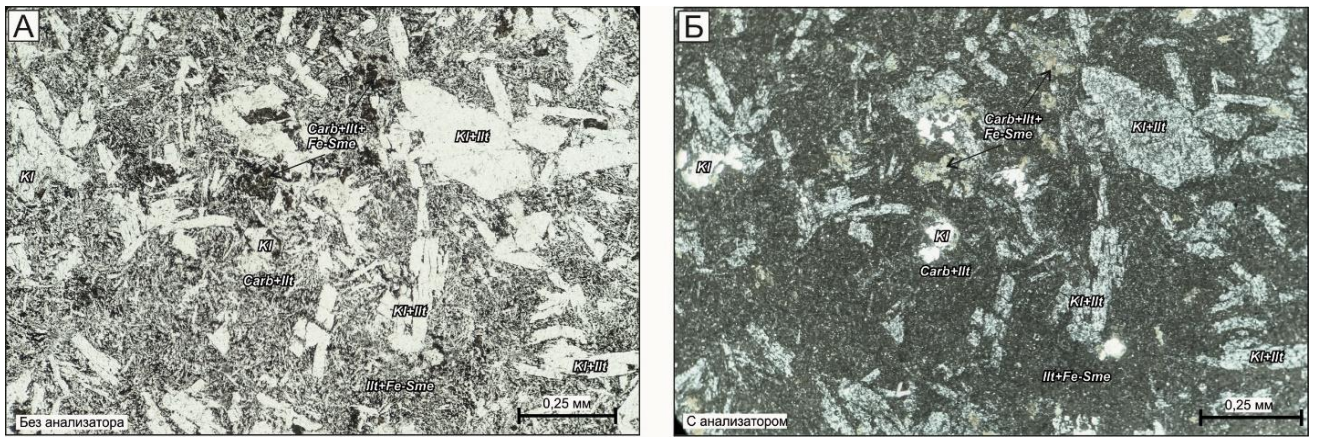


Рис. 3.20 Микрофотографии шлифов внутренней зоны аргиллизит-березитов, обр. 6930-6, дайка у пос. Тиит-Ары

Буквенные обозначения: Kl – каолин; Ill – иллит; Carb – карбонатные минералы; Fe-Sme – железистые смешанно-слоистые смектиты.

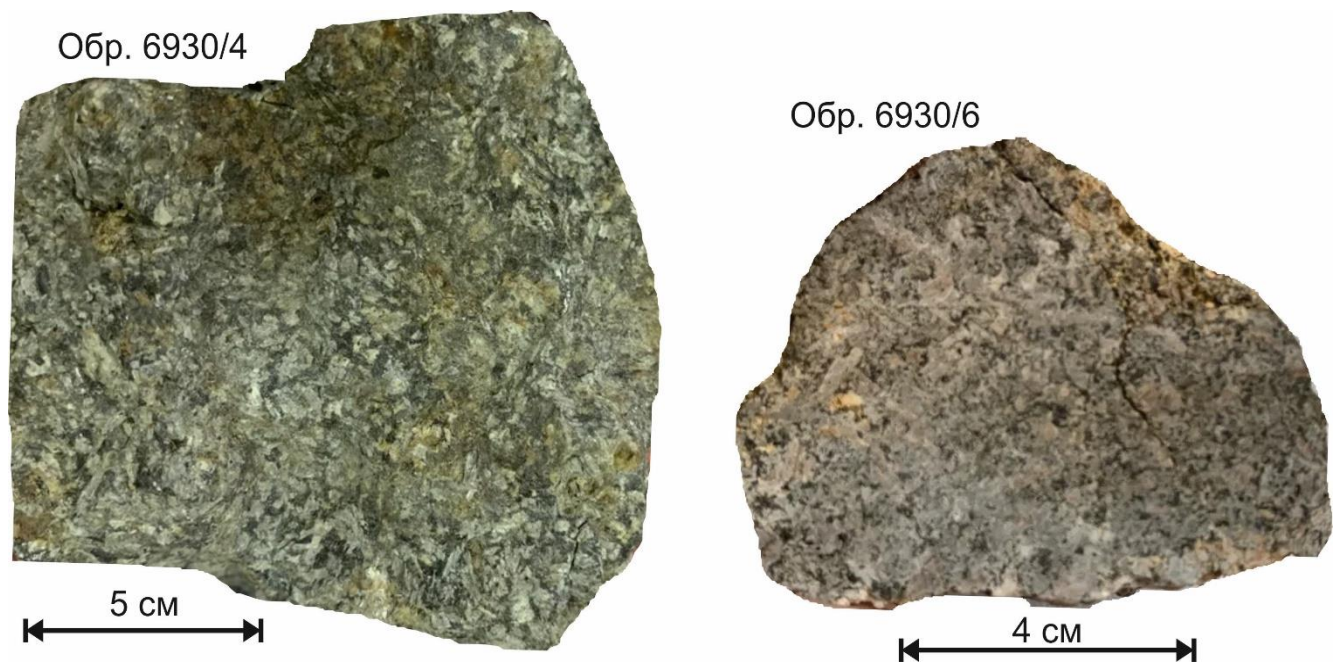


Рис. 3.21 фотографии образцов аргиллизит-березитов, развитых по основным породам Чаро-Синского комплекса

Слева – обр. 6930-4 (внутренняя зона); справа – обр. 6930/6 – центральная зона ГМ колонки. Карьер у пос. Тиит-Ары.

Реликтовая структура магматических пород как правило затушевана, фиксируется полное замещение кристаллов плагиоклаза каолином с реликтами иллита. Основная масса сложена буро-коричневыми, зеленоватыми смешанно-слоистыми пелитоморфными образованиями в сочетании с наложенным ожелезнением. Смешанно-слоистые минералы имеют тонкочешуйчатый облик размерами в сотые доли миллиметра. Местами в породах наблюдаются участки развития каолина в виде неправильной формы тонкослоистых мелкозернистых агрегатов.

Гипергенезированные метасоматиты стоят обособленной группой. Это измененные породы проблемного генезиса, описываемые предшественниками [48; 98; 203] как выветрелые гиалобазальты. Они подвержены интенсивному гипергенному преобразованию, но

петрографические и геохимические исследования указывают на предшествующий гипергенезу низкотемпературный метасоматоз. По результатам петрографических исследований выделяются несколько типов данных пород. Для первой группы, образцы которой в естественных обнажениях и обломках напоминают выветрелые вулканические породы, характерно наличие в породе измененных сферолитоподобных агрегатов цеолита, интенсивно замещенного каолином и гипидиоморфного по отношению к общей массе доломита, формирующего мелко-среднезернистые монокристаллы или агрегаты.

Кварц присутствует в породе в виде мелких, частично оплавленных молочно-белых, неяснозернистых обломков. Халцедон присутствует в виде реликтовых конкреций размерами от 0.1 до 0.3 мм и составляет на более 2 % породы. Основная масса сложена пелитоморфным смектитовым веществом, образующим сложные смешанно-слоистые агрегаты с лимонитом, гётитом, Fe-монтмориллонитом (рисунок 3.22-3.23.). Вторая группа, образцы которой были встречены преимущественно близ коренных выходов сульфидной минерализации, характеризуется вулканогенно-осадочным обликом, чему соответствует и петрографический состав пород. Они представлены сплошной тёмной полупрозрачной изотропной массой, замещенной гидроокислами железа с включениями обломков различных пород, а также зерен кварца, халцедона, кварцитов и редко полевых шпатов. Цементирующая обломки масса неоднородна и характеризуется наличием большого количества пор и пузырей. Обломки кристаллов средне сортированы, имеют весьма низкую степень окатанности. Среди обломков преобладают карбонатные минералы, представленные отдельными гипидиоморфными зёрнами с хорошо развитыми гранями (вероятно, псевдоморфозы по обломкам кристаллокластов). Среди цементирующей массы широко распространены отдельные участки развития от мелко- до среднезернистого монтмориллонита, реже каолина. Текстуры пород массивные, пятнистые.

В третьей разновидности пород наблюдается преобладание монтмориллонит-гидрослюдистой массы, в которую включены обломки карбонатов, кварца, редко полевого шпата. При этом обломки карбонатов в значительной степени корродированы и приобретают округлую форму. В таких разновидностях также отмечается умеренная сортировка материала при весьма слабой степени окатанности. В образце МК-12 отмечается участок с линзовидным, сланцеватым строением породы, которая выражена удлинением скоплений полупрозрачной бурой массы, сцементированной мелкочешуйчатым монтмориллонитом, формирующим местами скопления до 3.0 см. В шлифе наблюдается сегмент размером около 2.0 см в поперечнике, сложенный преимущественно светло-зеленым монтмориллонитом, включающим обломки кварца алевритовой размерности. Кроме того, в данном образце встречены обломки интенсивно доломитизированных и окварцованных пород размером около 10.0 см.

Установить возрастную и генетическую принадлежность вторичных процессов и их стадийность в данных породах затруднительно. Предполагается, что наиболее ранние процессы метасоматоза по вулканогенно-осадочным породам в разрезе кетеменской свиты имели сингенетический характер и связаны с эксгалиационными процессами в раннем кембрии, являясь производными вулканизма гидроэксплозивного типа, характерного для подводных извержений с в значительной степени пористым обликом пород.

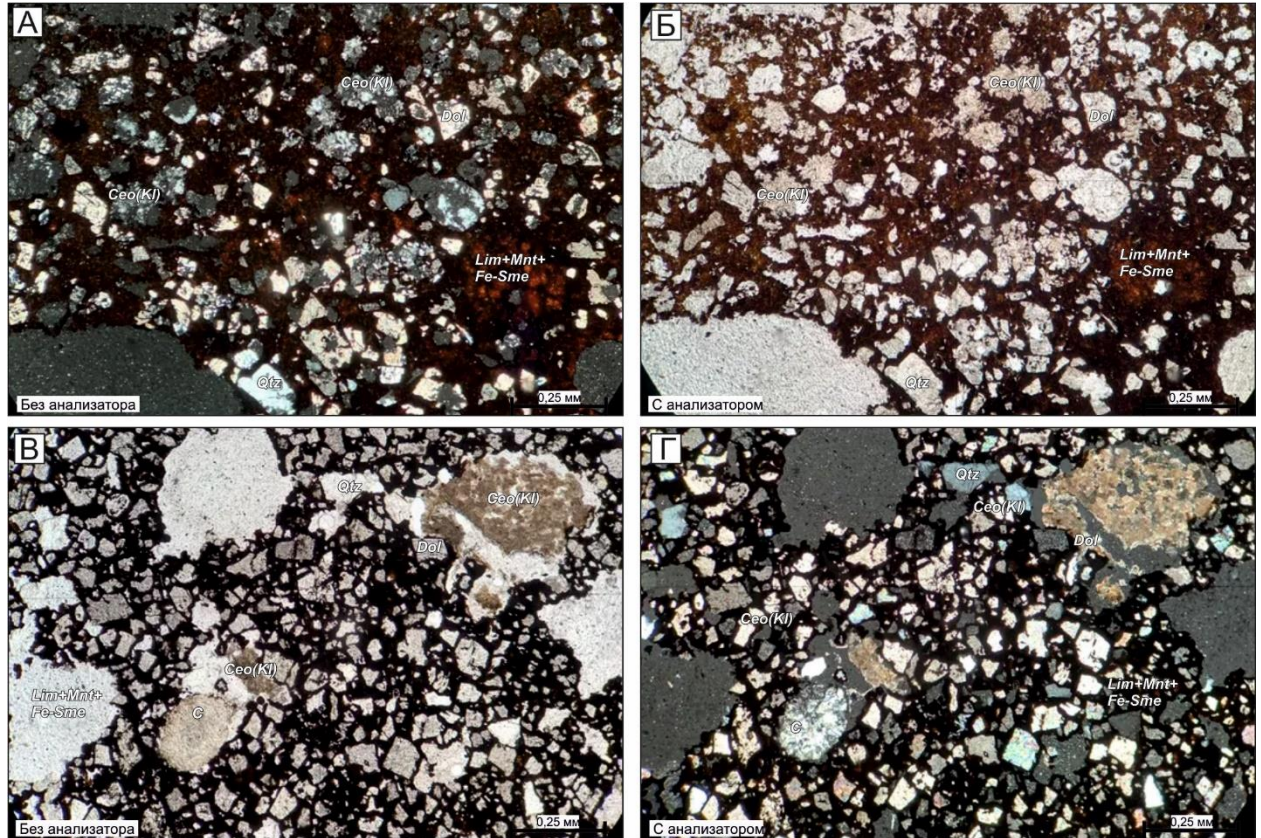


Рис. 3.22 Микрофотографии шлифов гипергенезированных вулканогенно-осадочных и вулканических пород в разрезе кетеменской свиты раннего кембрия (левобережье р. Лена, район устья р. Кетеме)

Условные обозначения: А,Б – обр. 69194/3; В,Г – Обр. 6933.

Буквенные обозначения: Qtz – кварц; Lim – лимонит; Mnt – монтмориллонит; Ceo – цеолит; Kl – каолин; Fe-Sme – железистые смешанно-слоистые смектиты; Dol – доломит, С – халцедон.



Рис. 3.23 Фотографии образцов интенсивно измененных базальтоидов в разрезе кетеменской свиты раннего кембрия

Левобережье р. Лена, район устья р. Кетеме.

Предположительно, исходные породы имели преимущественно сидеромелановый состав со включениями обломков вмещающих пород, кварца и кремнистых стяжений. В результате как сингенетических, так и гидротермально-метасоматических и преимущественно гипергенных процессов произошло его замещение минералами группы монтмориллонита-нонtronита и гидроокислами железа.

3.3.2.2. Петрохимические особенности вещественных проявлений аргиллизит-березитовой ГМФ

Ввиду локального проявления аргиллизит-березитовые метасоматиты формируют маломощные тела (рисунок 3.24) и не оказывают влияние на концентрацию и локализацию свинцово-цинкового оруденения, подробный характер баланса вещества для данной группы метасоматитов в работе не рассматривается. Характер распределения основных петрогенных оксидов и примесных элементов представлен в таблице 3.6. Поведение редких и рассеянных элементов в пределах зоны гидротермально-метасоматической колонки указывает на отсутствие ярко выраженной специализации различных зон. Наиболее вероятно, что это связано с фиксированием данных элементов магматогенной сульфидной минерализацией, остающейся устойчивой в ходе низкотемпературного метасоматоза. К ядерной зоне наблюдается слабо выраженное обогащение Li, Ni, Cr, Al при обеднении Si.

Минералого-геохимические исследования пород аргиллизит-березитовой формации дают несколько противоречивые данные. Ортопироксены и резко подчиненные им амфиболы и оливины во внешней зоне изменения оказываются наименее устойчивыми минералами и замещаются сперва хлоритом, а вслед за ним полиминеральными агрегатами карбоната-иллита-каолинита. Более устойчивый в условиях метасоматоза плагиоклаз частично замещается иллитом и

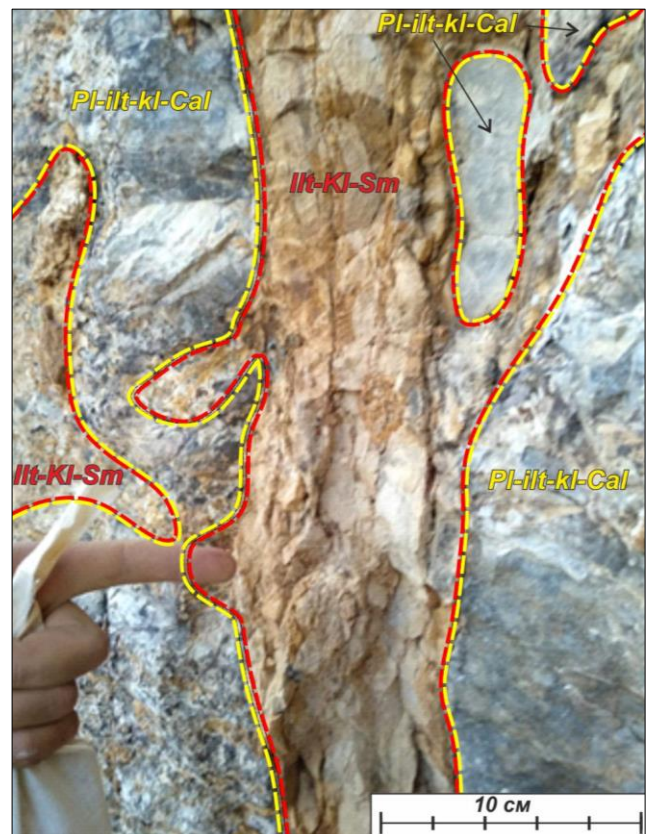


Рис. 3.24 Фотография субвертикальной зоны полнопроявленных аргиллизитов по мелко-среднезернистым долеритам чаро-синского комплекса, район пос. Тиг-Ары
Буквенные обозначения: **Pl** – илит; **Pl** – плагиоклаз; **Kl** – каолин; **Cal** – калцит; **Sm** – смешанно-слоистые смектиты.

гидрослюдами. При этом разложения его до альбита в шлифах не наблюдается. Ядерная зона характеризуется максимальным развитием смешанно-слоистых тонкодисперсных минералов и новообразованного каолина. Положение кварц-карбонатной минерализации, широко распространенной в породах, вызывает интерес ввиду её отчетливой приуроченности к промежуточной и внутренней зоне колонки и ассоциации с рудным веществом. Не отрицается возможность формирования кварц-карбонатной минерализации уже после аргиллизит-березитовой ассоциации, однако это не объясняет закономерного её положения в пределах внешней, переходной и внутренней зон ГМ-колонки. Аргиллизит-березиты территории являются характерными продуктами низкотемпературного умеренно-кислого метасоматоза, агентами которых служат хлоридно-сульфатные воды, температуры которых варьируют в узком диапазоне (50-200 °С) [5; 10; 43; 87; 94-96; 135].

Особенностью данного процесса является окисление сульфид-ионов в сульфат-ионы, что приводит к резкому повышению кислотности процесса в приповерхностных условиях и резко выраженной вертикальной зональности метасоматической колонки [94]. Полученные результаты показывают, что в условиях современного эрозионного среза на левобережье р. Лена характер метасоматической зональности отражает двойственный характер режима метасоматоза от умеренно-щелочного до слабокислого и кислого.

Формирование раннего хлорита и карбоната протекает на фоне пониженной миграционной способности Si и в меньшей степени Al и Ti при высокой активности CO₂. Формирование же во внутренней и ядерной зонах иллит-гидросерицит-каолиновой ассоциации указывает на кислотные условия процесса с выносом щелочных и щелочноземельных элементов и Si с накоплением Al, фиксирующегося в смешанно-слоистых минералах, и Fe, Ti, фиксируемых ильменитом.

На кислотность поздней стадии процесса указывает и нестабильность хлорита и кальцита в ядерной зоне. Зона накопления выносимых из ядерной части колонки элементов может быть расположена гипсометрически выше, однако незначительный объем основных по составу магматических образований при широком распространении карбонатных пород приводит к локализации кремнистой минерализации в доломитах и известняках. Важно отметить, что на пространственную и парагенетическую связь вторичных преобразований известняков и долеритов указывает то, что вмещающими для магматических образований породы представлены яснозернистыми вторичными доломитами, проявленными как по контактово-измененным мраморированным породам, так и по вмещающим пелитоморфным известнякам. То есть границы зон аргиллизит-березитовых и апокарбонатно-кремнистых метасоматитов не просто пространственно сопряжены, но и связаны взаимными переходами. На возможность формирования аргиллизит-березитов за счет гидрокарбонатных растворов в приповерхностных

условиях в карбонатных и вулканогенно-карбонатных породах, в том числе, слоистого строения, указывает множество авторов [5; 10; 43; 53; 87; 94-96; 135].

Характер фракционирования рассеянных и редкоземельных элементов в породах представлен на рисунке 3.25. Для сравнения на схему также добавлено поле значений для магматических пород Чаро-Синского комплекса по данным предшественников [27; 28; 31; 57; 58; 106; 122]. Мы видим, что для слабоизмененных пород внешней зоны ГМ колонки характер распределения REE незначительно отличается от усредненного значения фигуративного поля пород чаро-синского комплекса, в то время как для интенсивно измененных магматических образований внутренней и центральной зон наблюдается выраженное обеднение пород Σ REE при широкой вариации поведения крупноионных элементов: Rb, Ba, Sr и Ce. обеднении Nb и обогащении U. Стоит отметить и то, что образцы выветрелых гиаобазальтов из долины р. Кетеме имеют схожий характер поведения редких и рассеянных элементов с образцами внутренних и внешних зон ГМ-колонки, развитых по долеритам чаро-синского комплекса.

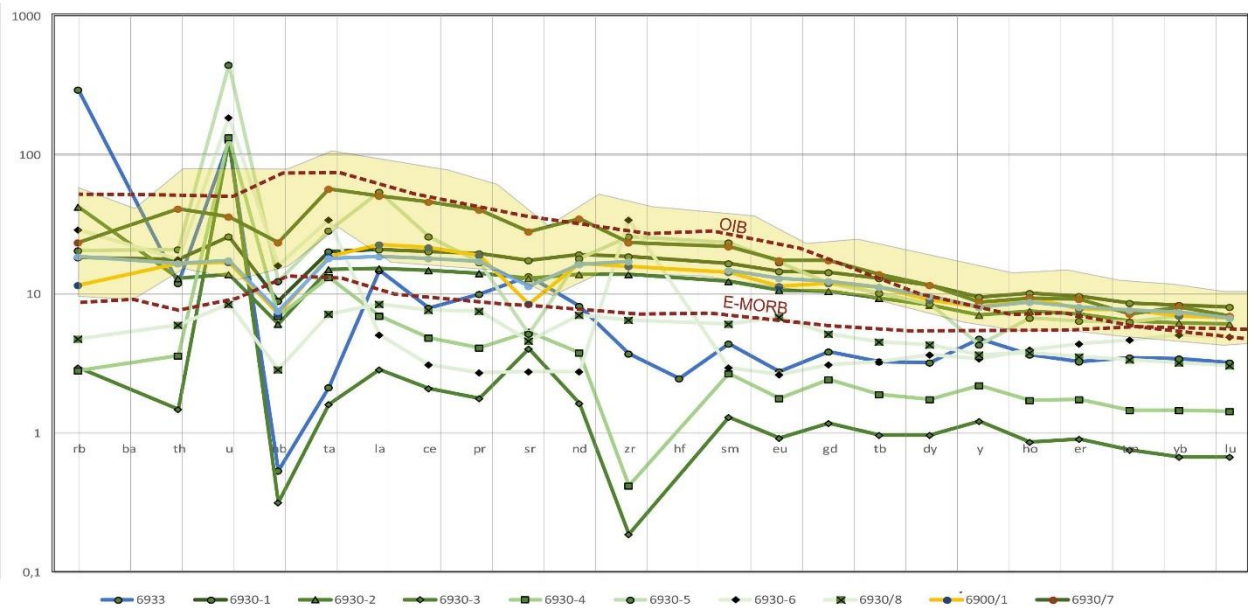


Рис. 3.25 Спайдер-диаграмма распределения редких и рассеянных элементов в аргиллизит-березитовых метасоматитах по долеритам чаро-синского комплекса и выветрелым базальтоидам в разрезе кетеманской свиты

Значения нормированы на стандарт PREMA [174]. Желтое фигуративное поле отображает область значения для долеритов и габбро-долеритов чаро-синского комплекса по данным предшественников [27; 28; 31; 55; 56; 106; 122]. 6933 – гиаобазальты, кетеманская свита; 6930-1 – 6930-8: долериты и габбро-долериты чаро-синского комплекса, дайка в районе пос. Тиит-Ары; 6900/1 – дайка долеритов чаро-синского комплекса, водораздел рек Амга и Ботома, верховья р. Нялыкталах.

Таким образом, характер минералого-геохимической зональности аргиллизит-березитовых метасоматитов позволяет рассматривать их формирование совместно с апокарбонатно-кремнистыми метасоматитами (джаспероидами) и утверждать, что изученные эпипороды являются производными единого процесса по-разному проявившегося в существенно карбонатной и алюмосиликатной средах, а значит, установить время

формирование площадных ореолов гидротермально-метасоматических образований после кристаллизации долеритов чаро-синского комплекса.

3.4. Результаты изотопного U-Pb датирования магматических образований чаро-синского комплекса

С целью изотопного U-Pb Sims-SHRIMP II датирования гидротермально-метасоматических образований, связанных с рифтогенными событиями позднедевонского возраста, было подготовлено 12 проб неизмененных и частично измененных долеритов чаро-синского комплекса с выборкой мономинеральных фракций циркона. Возраст циркона определялся локальным U-Pb методом на вторично-ионном микрозонде SHRIMP-II (ЦИИ «ВСЕГЕИ») по стандартной методике [192]. Всего для выделения монофракции циркона были подготовлены образцы долеритов, габбро-долеритов из 10 тел комплекса в районе пос. Тиит-Ары и верховьев р. Кырбыкан (Курумканская зона), двух даек в районе устья р. Синяя (Усть-Синская зона), а также из района р. Туолба (Туолбинская зона). Данная выборка, несмотря на пространственную удаленность проб, позволяла отразить возраст и последовательность образования пород исследуемого дайкового пояса, а также определить относительный возраст формирования метасоматитов ввиду отчетливой ассоциации магматизма и метасоматических процессов с рифтогенезом и характера постмагматических изменений долеритов. К сожалению, из дайковых тел, прорывающих карбонатные отложения Синско-Ботомской СФЗ, не удалось получить конкордантные возраста, а из дайки в районе г. Тиит-Ары не удалось выделить монофракцию циркона. В образцах цирконов, выделенных из даек долеритов и габбро-долеритов чаро-синского комплекса в районе пос. Синск, U-Pb система оказалось интенсивно нарушена, о чем свидетельствуют результаты определения возраста, в том числе с заведомо завышенными значениями. Конкордантный возраст получен для двух проб долеритов, отобранных из двух дайковых тел в районе устья р. Туолба на левобережье р. Лена. Это образцы габбро-долерита – 93617-1 (туолбинская дайка) и кварцевого долерита – 69147-1 из маломощного сателлита туоблинской дайки. Цирконы из *обр. 69147-1* представлены удлиненными призматическими кристаллами и их обломками; реже зернами изометричной формы с неровными границами. В CL-изображении цирконы характеризуются почти гомогенным черным оттенком без видимых граней роста за исключением одного изометричного обломка №6.1 (рисунок 3.26-а). U-Pb возраст по 6 точкам определен как 364 ± 3 млн лет (СКВО = 0.66) (рисунок 3.27-а) [31].

Содержание U и Th высокое, в среднем 1246 и 2735 г/т, соответственно, отношение Th/U составляет в среднем 2.25. Для единичных зерен циркона (точки 1.1 и 6.1) получены значения древнего U-Pb возраста 1863 ± 17 и 1890 ± 16 млн лет. В изучаемых точках содержание U и Th

низкое, в среднем 145 и 75.7 г/т, соответственно, отношение Th/U в среднем равняется 0.54 (таблица 3.7).

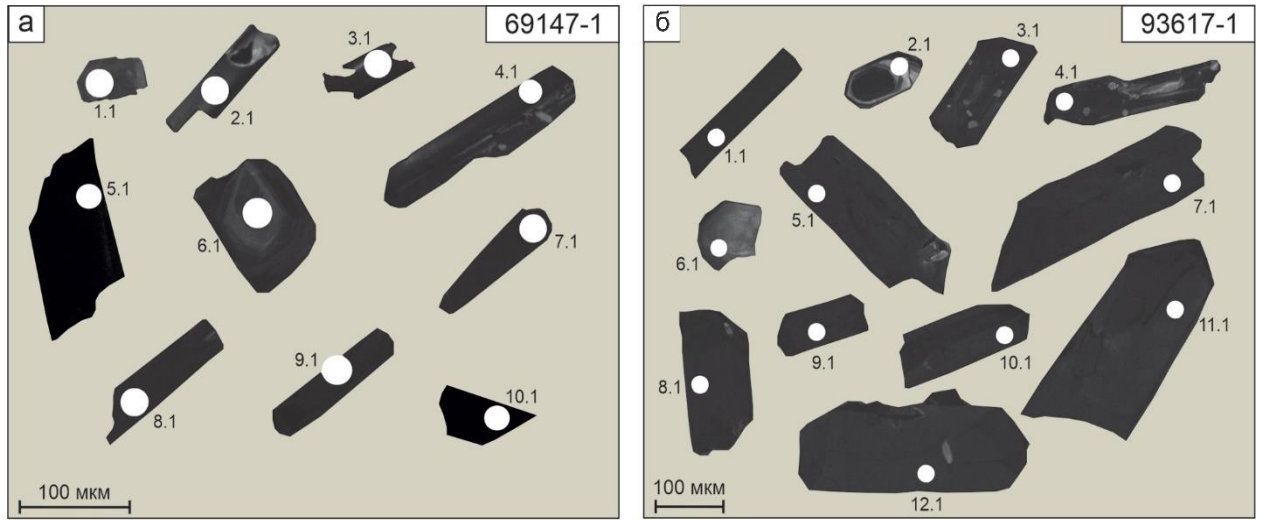


Рис. 3.26 CL-изображения цирконов из долеритов и габбро-долеритов чаро-синского комплекса [31]

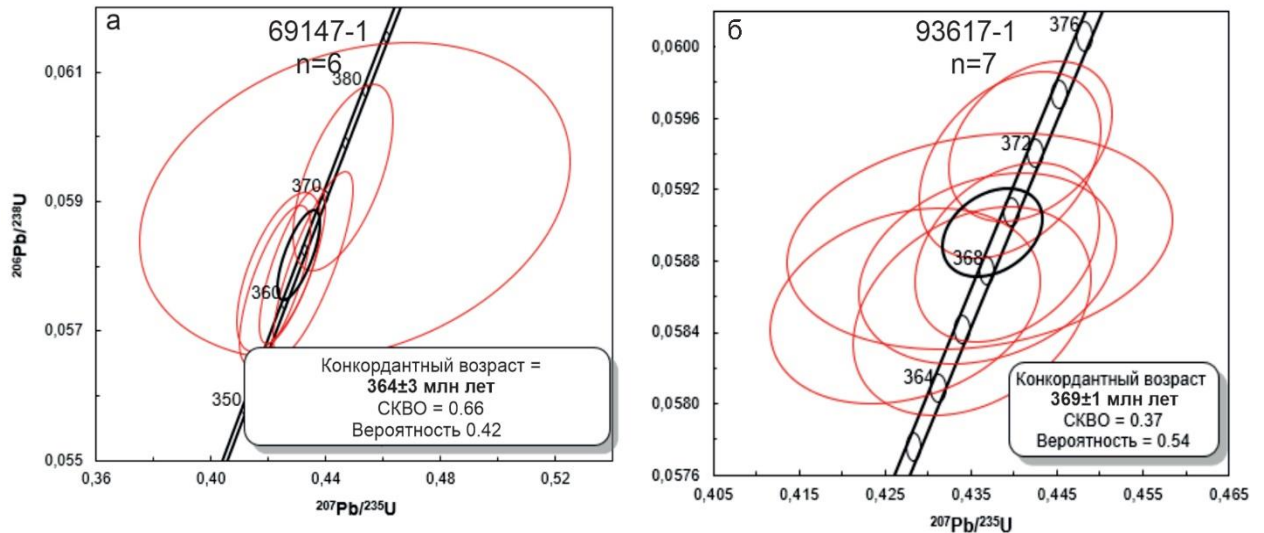


Рис. 3.27 Графики с конкордией для циркона из долеритов (а) и габбро-долеритов (б) Чаро-Синского дайкового пояса [31]

Таблица 3.7

Петрохимическая характеристика образцов магматических образований чаро-синского комплекса [31]

Шифр пробы	SiO ₂ (%)	TiO ₂ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	FeO (%)	MgO (%)	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	LOI (%)	Zr, г/т	U, г/т	ΣREE , г/т
69147-1	48.4	3.13	5.51	6.66	3.40	3.50	1.93	0.96	252	0.76	157.4
93617-1	47.4	3.75	5.99	8.97	4.31	2.46	1.91	0.97	330	1.13	154.5

В обр. *93617-1* цирконы в основном представлены обломками длиннопризматических кристаллов (100–350 мкм по удлинению, к. у. 1.5–3.5). В CL-изображении зерна циркона темные, вплоть до черных с пятнистой окраской в темных тонах, за исключением точек 2.1 и 6.1 (рисунок 3.26-б). Циркон в точке 2.1 характеризуется отчетливо выраженной ростовой

осцилляционной зональностью и секториальностью, а циркон в точке 6.1 отличается более светлой окраской. Конкордантный возраст по 7 точкам составляет 369 ± 1 млн лет (СКВО = 0,37; (рисунок 3.27-б). Содержание U и Th аномально высокое, в среднем – 1693 и 3750 г/т, соответственно, величина отношения Th/U в среднем – 2.27 (таблица 3.7) [31].

Проведенные геохронологические исследования не противоречат возрасту пород, установленному для долеритов чаро-синского комплекса [27; 28; 31; 57; 58; 106; 122; 181; 183; 195-197; 203], и полностью соответствуют возрастному интервалу (357–379 млн лет) девонского дайкового магматизма в пределах Центральной Якутии, и позволяют установить связь формирования гидротермально-метасоматических образований с позднедевонско-раннекаменноугольным этапом континентального рифтогенеза Сибирской платформы.

3.5. Переходные син-эпигенетические ГМФ

Данный тип эпигенетических образований не в полной мере относится к гидротермально-метасоматическим. К нему причисляют низкотемпературные изменения пород в зонах пластового окисления и корях выветривания по карбонатным породам территории. Последнее время в ряде работ указывается на возможное участие в их образовании эндогенных гидротермальных растворов [94], однако влияния таковых в пределах территории не отмечено. Процессы гипергенного преобразования доюрского и кайнозойского возраста привели к формированию площадной апокарбонатной коры выветривания, развитой в пределах большей части территории, повлиявшей, в том числе, на перераспределение вещества в пределах зон апокарбонатно-кремнистых и аргиллизит-березитовых ГМ образований. В рамках принятой классификации они могут рассматриваться как гидротермально-метасоматические системы и объединяться в *переходные син-эпигенетические гидрогенно-инфильтрационные ГМФ*. Характерной их особенностью является не концентрическая, а вертикальная зональность, обусловленная не только гидрогенно-инфильтрационными и гипергенными процессами, но и механическим переносом вещества в ходе неотектонических подвижек. Результаты полевых и минералого-петрографических работ позволяют выделить следующую зональность данных образований:

1. *Верхняя зона* данных образований в пределах территории представлена площадными участками развития полнопроявленных глинистых кор выветривания или неогеновых терригенно-элювиальных образований в зонах неотектонических подвижек и карстовых полостей в карбонатных породах (рисунок 3.28). Зоны сложены продуктами механического перемещения вмещающих карбонатных и терригенных пород, ГМ образований и более древних, предположительно доюрских, кор выветривания. Степень проявленности вторичных изменений данных пород можно считать 100 %. Обломки цементированы как гидрослюдистыми и



Рис. 3.28 Профиль каолинит-монтмориллонитовой коры выветривания (ожелезненной) по эпигенетическим доломитам титаринской свиты Т.Н. 6937. Нижнее течение р. Кетеме. Фото Автора.

монтмориллонитовыми и каолиновыми смешанно-слоистыми образованиями, так и гидроокислами железа (рисунок 3.29-3.30). При этом верхняя часть разреза данных пород характеризуется смектитовым составом цементирующей массы, в то время как зона накопления окислов и гидроокислов железа характерна для зон эродированного межформационного контакта юрских и кембрийских отложений.

2. Нижняя зона данных образований представлена участками развития железистых и гидрослюдистых образований в пределах зон развития линейных кремнистых метасоматитов (джаспероидов) и наблюдается гипсометрически ниже глинистой коры выветривания.

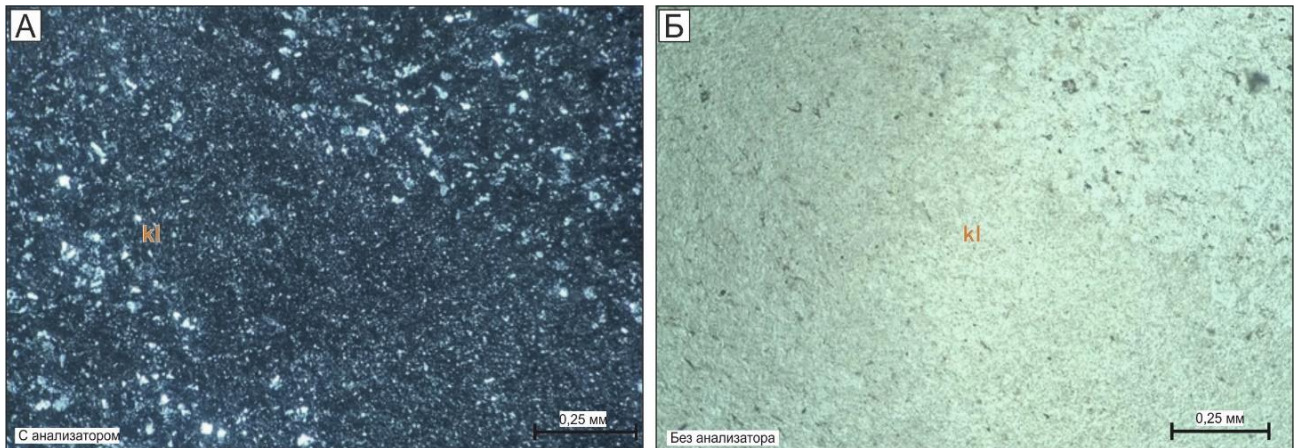


Рис. 3.29 Микрофотографии шлифов образцов существенно каолиновой коры выветривания по кремнисто-карбонатной породе унгелинской свиты, верховья р. Кырбыкан
Буквенные обозначения: Kl – каолин.

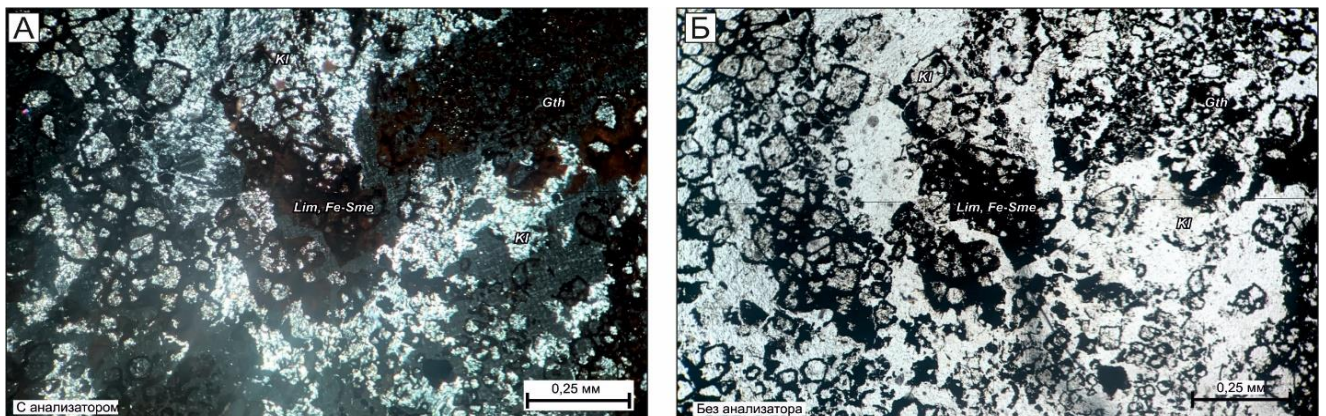


Рис. 3.30 Микрофотографии шлифов каолинит-смешанно-слоистых глинистых кор выветривания по околорудным метасоматитам в разрезе кетемской свиты, левобережье р. Лена.
Буквенные обозначения: Kl – каолин, Gth – гётит, Lm – лимонит; Fe-Sme – железистые смешанно слоистые смектиты.

Для зоны характерно преобладание обломочной фракции с незначительной окатанностью и сугубо кварцевым и кварц-халцедоновым минеральным составом, редко с реликтами сульфидной и карбонатной минерализации. Данные участки маркируют зоны глубокого проникновения гидрогенно-инфильтрационных растворов по ослабленным зонам. Степень проявленности вторичных изменений в данных породах 40-50 %. Она заключается в перекристаллизации кварца, замещении карбонатных и, предположительно, гидрослюдистых минералов монтмориллонитом, смешанно-слоистыми железистыми смектитами и гидроокислами железа (рисунок 3.31).

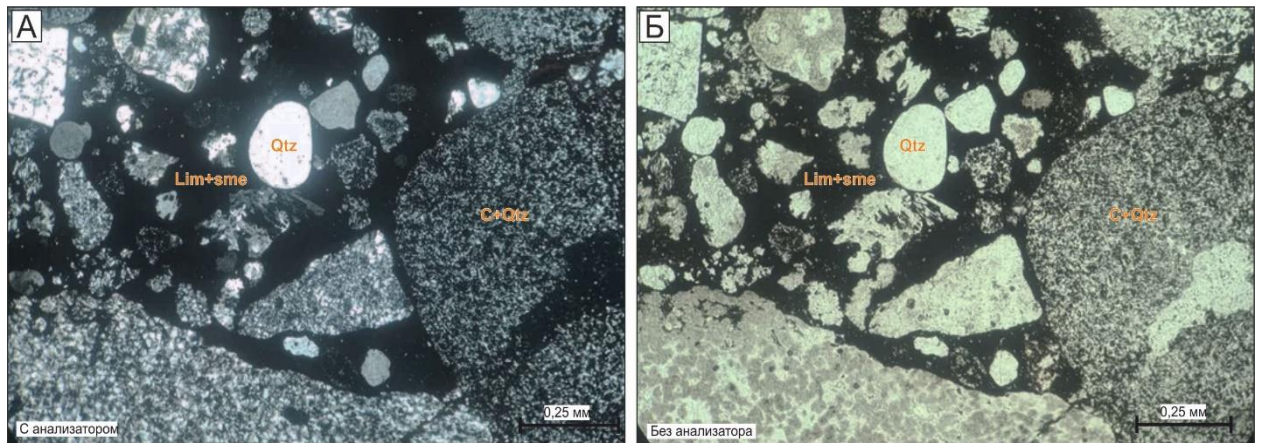


Рис. 3.31 Микрофотографии шлифов полимиктовых несортированных брекчий из верхней части разреза карстовой полости (верховья р. Кырбыкан)

Буквенные обозначения Lm – лимонит, Sme – смешанно-слоистые смектиты, C – халцедон, Qtz – кварц.

3. Подкоровая зона характеризуется развитием существенно кремнистых и монокхалцедоновых метасоматитов, формирующих субсогласные напластованию слои в разрезе кембрийских отложений. Гипсометрически она расположена ниже полей развития коры выветривания и зон линейных метасоматитов, и отвечает базису проникновения инфильтрационных растворов, выносящих кремнистые и другие основания, переотлагая их на геохимические барьеры, которыми выступали как зоны контакта доломитов и известняков, так и различные зоны колонки апокарбонатно-кремнистых метасоматитов (рисунок. 3.32).

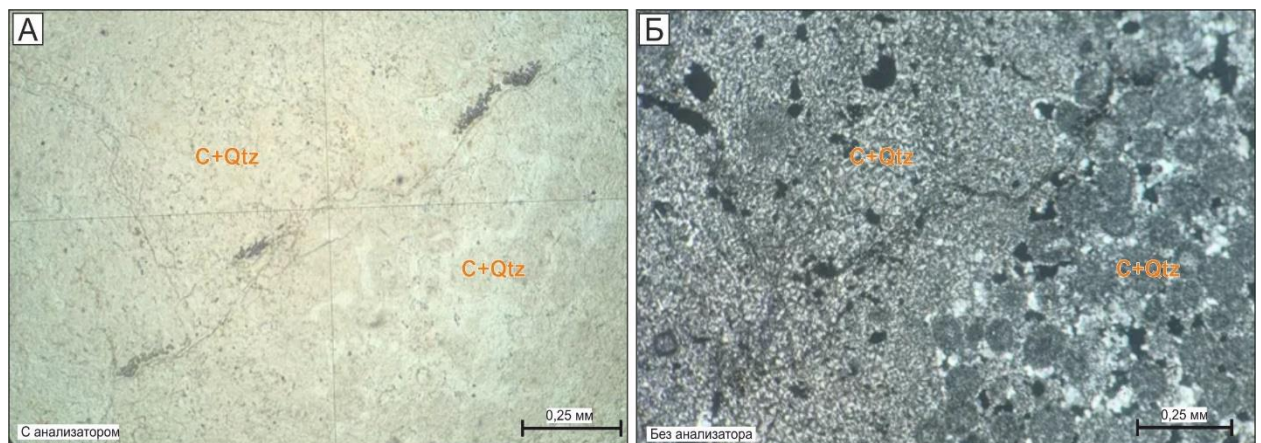


Рис. 3.32 Микрофотографии шлифов гидрогенно-инфильтрационных метасоматитов по онколитовым известнякам унгелинской свиты, верховья р. Нялыкталах

Буквенные обозначения: C – халцедон и халцедоновидный кварц, Qtz – кварц.

Степень проявленности данных минералов варьирует от 20-30 до 90-95 %. Кора выветривания в пределах территории имеет хорошо выраженную зональность, что обусловлено длительным существованием надлежащих палеогеографических и физико-химических условий. Мощность её варьирует от 5-10 до 100 м в наиболее возвышенных частях водораздела р. Амга. Профиль коры состоит из зоны дресвы карбонатных пород, сменяющейся зоной монтмориллонит—гидролюдистой зоной, выше которой наблюдается зона каолинит-бруситовой минерализации и редко встречающейся гётит-гидрогётитовой зоной. В пределах рудоносной части разреза на левобережье р. Лена наибольшим распространением пользуются зоны монтмориллонитовой минерализации, существенно каолинитовый разрез наблюдается в районе р. Кетеме. В каолиновой части разреза зачастую наблюдаются реликты граней гипидиоморфных кристаллов доломита. Пространственные соотношения переходных син-эпигенетических процессов и аргиллизит-березитового метасоматоза в пределах территории не ясны ввиду того, что участки полнопроявленного развития процессов выветривания по долеритам чаро-синского комплекса не установлены. Наблюдается замещение хлорита агрегатами лимонита и железистых смектитов во внешних зонах колонки аргиллизит-березитов. В то же время гипергенные преобразования полностью затушевывают реликтовую и наложенную гидротермально-метасоматическую структуры, и минеральный состав кембрийских гиалобазальтов и вулканогенно-осадочных комплексов, не позволяя точно оценить их связь с процессами позднедевонского рифтогенеза. В целом кора выветривания имеет локальное распространение в пределах территории и на многих участках не наблюдается ввиду значительной глубины эрозионного среза рассматриваемой территории.

3.6. Гидротермально-метасоматическая зональность (ГМ-зональность) территории участков Кетеменский и Ботомский

Несмотря на площадной характер распространения, в наибольшей полноте ГМ преобразования проявились в пределах участков распространения стратиформной свинцово-цинковой минерализации в пределах устьевой части р. Кетеме на левобережье р. Лена, ниже по течению от п. Тиит-Ары, а также в среднем течении р. Ботома ниже по течению от устья р. Куюда (рисунок 3.33; рисунок 3.34). На данных участках проведены детальные картировочные работы. Приведенные ниже карты составлены непосредственно для ранне- и среднекембрийских карбонатных пород, перекрывающие их мезо-кайнозойские терригенные и покровные неоген-четвертичные комплексы не опробовались. Поля их распространения отмечены на карте серым цветом. Стоит отметить, что ввиду площадного характера распространения гидротермально-метасоматических образований, их перекрытия вышележащими породами юрского и кайнозойского возраста, а также отрицательной ролью геоморфологического фактора (глубина

эрозионного вреза р. Лена и её притоков) не имеется возможности полностью оконтурить ореолы ГМ образований с юга и севера детализационных участков. Вместе они относятся к одному площадному ореолу, породы которого перекрыты более молодыми комплексами на междуречье рек Лена и Ботома и прослеживаются далее на юг в долину р. Куюда.

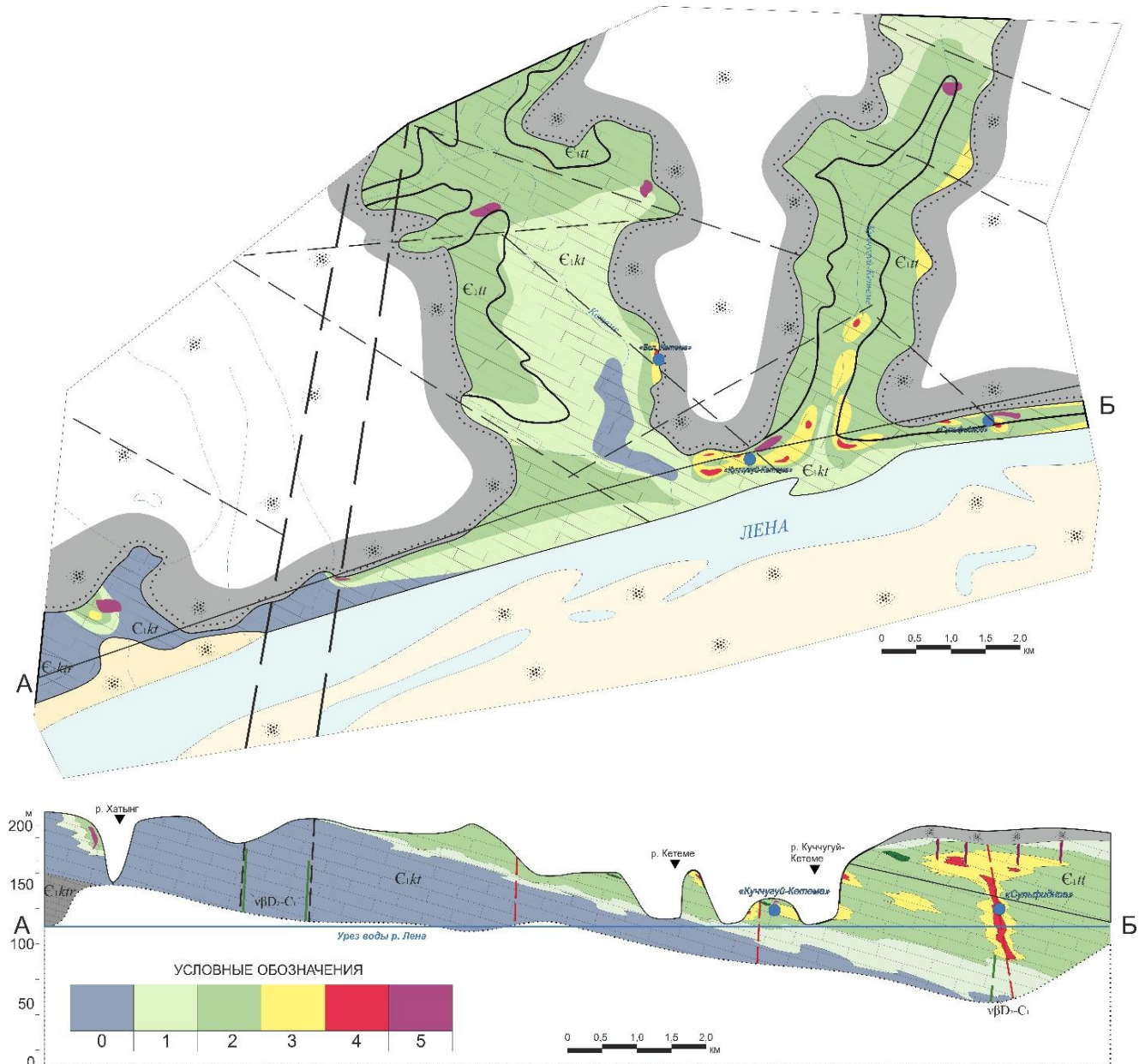


Рис. 3.33 Карта распространения гидротермально-метасоматических образований по карбонатным отложениям в пределах Кетеменского участка на левобережье р. Лена

Цветовая схема отображает соответствующую зону ГМ колонки апокарбонатно-кремнистых метасоматитов (джаспероидов): **0** – неизменные породы, **1** – доломитизированные известняки; **2** – полнопроявленные эпигенетические доломиты; **3** – джаспероидизированные доломиты; **4** – полнопроявленные джаспероиды; **5** – кальцитизированные джаспероидизированные доломиты [62].

Главными особенностями ГМ-образований территории с точки зрения применения выбранной методики исследования являются высокая степень вторичной переработки пород-протолитов с преобладающим распространением полей полнопроявленных метасоматитов, простота и выдержанность минерального состава различных зон ГМ-колонки, значительная площадь ГМ ореолов. В соответствии с этим на картах гидротермально-метасоматической

зональности участков на р. Лена и на р. Ботома неполно-проявленные эпигенетические доломиты и джаспероидизированные эпигенетические доломиты могут быть отображены в качестве отдельных зон единой метасоматической колонки. Поля развития аргиллизит-березитовых метасоматитов не выдержаны в масштабе и формируют узкие линейные зоны шириной не более 20-50 м и потому не приводятся на данной карте.

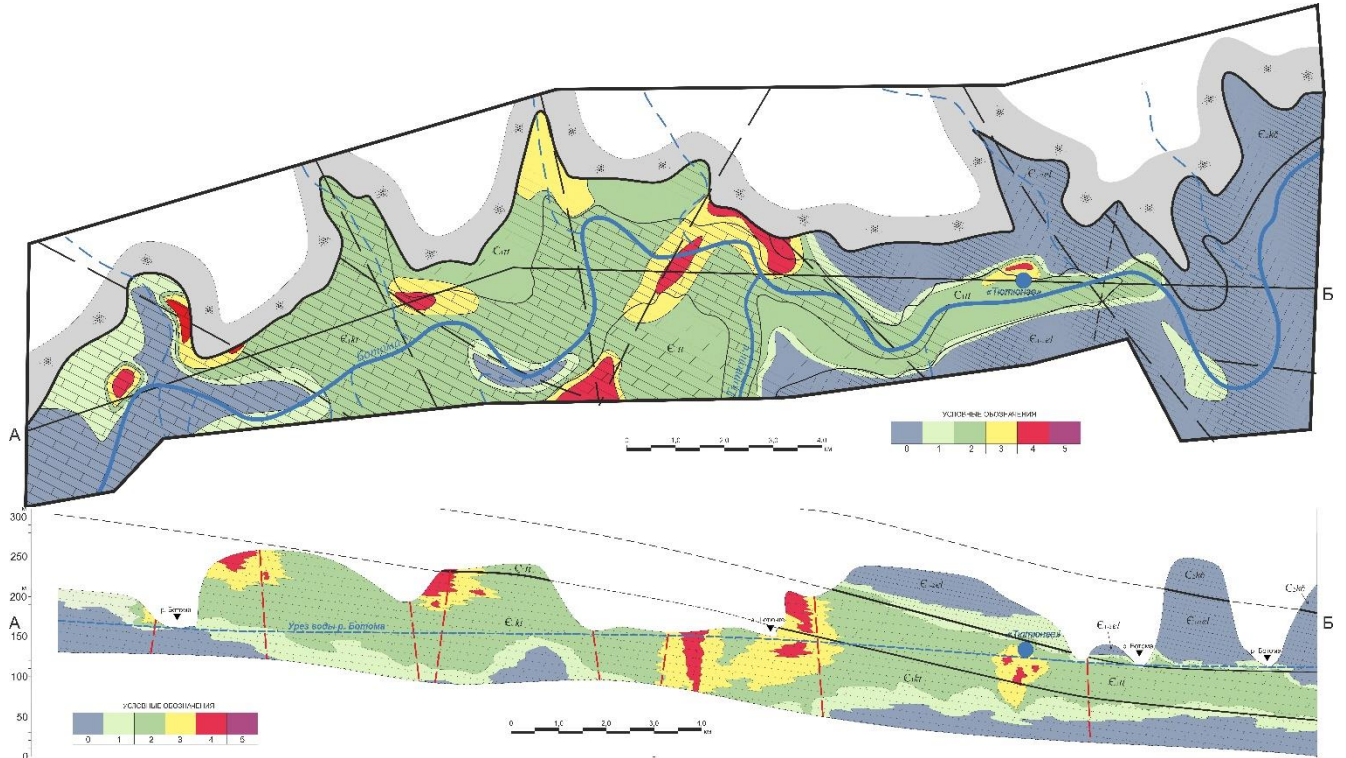


Рис. 3.34 Карта распространения гидротермально-метасоматических образований по карбонатным отложениям в пределах Ботомского участка

Цветовая схема отображает соответствующую зону ГМ колонки апокарбонатно-кремнистых метасоматитов (джаспероидов): **0** – неизменные породы, **1** – доломитизированные известняки; **2** – полнопроявленные эпигенетические доломиты; **3** – джаспероидизированные доломиты; **4** – полнопроявленные джаспероиды; **5** – кальцитизированные джаспероидизированные доломиты [62].

На левобережье р. Лена площадь распространения ГМ образований апокарбонатно-кремнистых метасоматитов в обнажаемой части составляет 90 км², из которых основной объем приходится на доломитизированные известняки и полнопроявленные эпигенетические доломиты. Джаспероиды и джаспероидизированные разновидности составляют здесь не более 5 % от общей площади ореола. Выше, на рисунке 3.33, видно, что поля распространения слабо доломитизированных известняков (неполнопроявленных метасоматитов) в пределах участка Кетеменский закономерно ассоциированы с верхней частью разреза кетеменской свиты, в то время как зоны распространения полнопроявленных эпигенетических доломитов совпадают с полями выходов титаринской свиты. Джаспероидизированные доломиты и полнопроявленные джаспероиды имеют локальное распространение в пределах территории и закономерно ассоциированы с полиметаллическими рудопроявлениями. Они сконцентрированы в зонах

сочленения разрывных нарушений северо-восточного и северо-западного простирания, но в то же время геометрия полей их развития имеет отчётливый стратифицированный облик.

В пределах Ботомского участка (рисунок 3.34.) площадь распространения гидротермально-метасоматических образований составляет около 50 км². Гидротермальная зональность участка имеет свои выраженные особенности. Так ореол неполнопроявленных эпигенетических доломитов редуцирован по отношению к участку Кетеменский. Это связано с преобладанием диагенетических доломитов в основании разреза кетеменской свиты данного участка. Джаспероидизированные доломиты и джаспероиды развиты здесь значительно шире, чем на р. Лена, составляя около 15 % всего объёма вторичных образований. Это связано с более масштабными проявлениями дизъюнктивной тектоники. При этом свинцово-цинковое оруденение имеет на участке меньшую степень проявленности.

3.7. Выводы о закономерностях положения ГМ образований в пределах юго-восточной части Анабаро-Синской СФО и их связи с свинцово-цинковым оруденением

Особенности локализации ГМ образований и их зональность находятся в прямой зависимости от литологических и тектонических особенностей строения территории (рисунок 3.35). Среди раннедиагенетических преобразований территории значимую роль в контроле оруденения оказывают зоны раннедиагенетических доломитов и синдиагенетического окремнения. Так, горизонты «ранних» доломитов характеризуются обеднением рассеянными элементами ввиду более быстрой литификации. Области их развития сосредоточены преимущественно в западной и юго-западной частях рассматриваемой территории и приурочены к отложениям рифовых и рифоидных комплексов и внутренней шельфовой лагуны со свободным и ограниченным водообменом (Амгинская и Толбо-Мухатгинская СФЗ), сопряженных с зонами эвапоритового бассейна Турухтано-Иркутско-Олёкминского типа разрезов.

Диагенетическое окремнение в виде линз и конкреций наиболее распространено в восточной части площади в разрезах Синско-Ботомской СФЗ, в особенности в отложениях тойнского яруса. Данные образования могли выступать источником кремнезема для джаспероидов. Вопросы генезиса данных образований посвящены работы М.Д. Булгаковой и соавторов [15], в которых обоснована их связь с раннекембрийскими вулканическими процессами северо-востока Сибирской платформы в раннем кембрии (Оленёкское, Хараулахское поднятия и др.). Авторы также отмечали, что несмотря на то, что ранний кембрий является периодом максимального накопления кремнезёма, в наибольшей степени оно проявлено в породах чарской и ичерской свит – фациальных аналогов кетеменской и титаринской свиты в отложениях «западного» (эвапоритового) типа разрезов. Отсюда можно сделать следующие выводы: избыточное накопление кремнезема проявлено во всех трех типах разреза карбонатного

раннекембрийского комплекса Сибирской платформы; наиболее интенсивно данный процесс проявился в тойонское время, что согласуется с предположением о раннекембрийском этапе вулканизма в пределах территории. Стоит отметить, что на момент исследований М.Д. Булгаковой, прослой вулканогенных пород в разрезе кетеменской свиты не были обнаружены, но наличие их считалось весьма вероятным.

Гидротермально-метасоматические преобразования пород, связанные с палеозойскими рифтогенными процессами, в наибольшей степени проявлены в восточной части рассматриваемой площади.

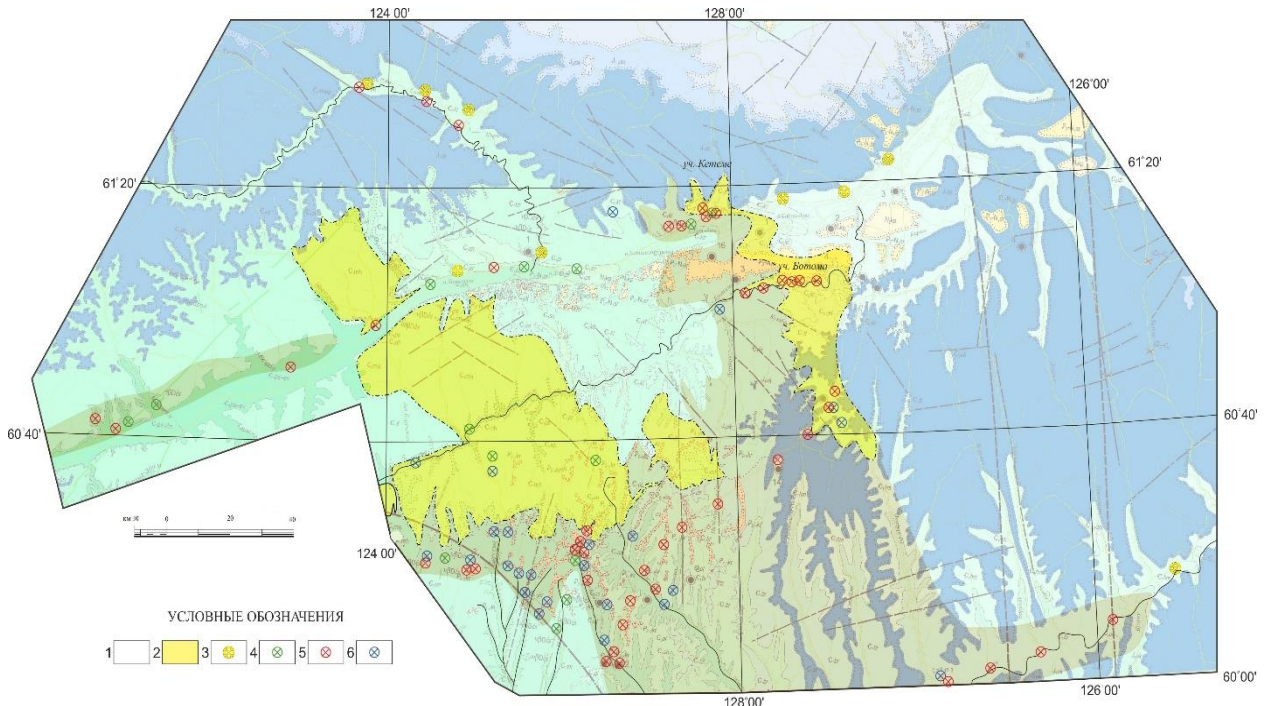


Рис. 3.35 Карта распространения гидротермально-метасоматических образований в пределах междуречья рек Лена и Амга

Условные обозначения: 1 – области неполнопроявленного площадного развития эпигенетической доломитизации, 2 – области полнопроявленного площадного развития эпигенетической доломитизации. 3 – точечные участки развития эпигенетической доломитизации; 4 – точечные участки развития аргиллизит-березитовых метасоматитов; 5-6 – точечные участки находок тектоногенных трещинных кварц-карбонатных метасоматитов (джаспероидов): 5 – выявленные автором работ; 6 – отмеченные по данным предшественников.

Апокарбонатно-кремнистые метасоматиты формируются преимущественно по пелитоморфным или мелкозернистым, реже комковатым водорослевым известнякам, являющимися благоприятной средой для формирования полнопроявленных метасоматитов. В то же время, существенно битуминозные кремнистые известняки и известковые сланцы синской и куторгиновой свит почти не подвергаются эпигенетической доломитизации. Также данные процессы не проявляются в полях развития диагенетических доломитов, распространенных в пределах переходной свиты и нижней части разреза кетеменской свиты в долине р. Ботома, так как породогенерирующий флюид, судя по геологическому строению территории, находился в равновесии с доломитовой средой [61-63].

Другим важным аспектом литологического фактора контроля ГМ образований является эффективная пористость пород, влияющая на способность карбонатных пород пропускать через себя флюид, чем, в том числе, обуславливается геометрия гидротермально-метасоматической системы и степень проявленности метасоматических образований [70; 92; 94-96]. Петрографические исследования показывают, что глинистые известняки и мергели, а также органогенно-обломочные породы еланской, хомустанской, кычикской, усть-ботомской свиты имеют весьма низкую пористость, в большинстве случаев закрытого типа, почти всегда выполненную раннедиагенетическим крустификационным кальцитом. Пелитоморфные известняки кетеменской и титаринской свит, напротив, характеризуются высокой пористостью открытого типа, составляющей в неизменных породах 5-10 %. Кроме того, характерная стадийность гидротермально-метасоматического процесса данного типа подразумевает значительное увеличение пористости на стадии выщелачивания площадных доломитов [38; 39; 70; 92; 94-96; 100; 102; 105; 113-114; 169; 170], предшествующей формированию крустификационных железистых и марганцовистых карбонатных минералов, а также кремнистых и рудных образований территории [62].

Тектонический фактор контроля ГМ образований также вносит значительный вклад как в концентрационную площадную зональность, так и в локальную околотрещинную. Поля гидротермально-метасоматических образований отчетливо приурочены к зонам разрывных нарушений различного возраста и порядка, участков сопряжения разно ориентированных зон, а также даек долеритов и габбро-долеритов.

Тектоногенные аргиллизит-березитовые метасоматиты формируются преимущественно в пределах зон трещиноватости в долеритах и габбро-долеритах чаро-синского комплекса в виде маломощных зон (2-3 до 20 м) и не оказывают значительного влияния на локализацию оруденения.

Вопрос природы растворов данных ГМ систем на текущий момент остается дискуссионным. Большинство исследователей сходятся во мнении, что одним из возможных агентов переноса вещества, приводящим к формированию рассмотренных типом ГМ образований, являются натриево-кальциевые хлоридные захороненные катагенетические седиментогенные воды [5-8; 68-70; 94-96; 101; 104; 131; 164; 171; 185; 190]. Результаты изучения литолого-геохимических особенностей состава пород и ГМ образований, а также изотопного состава кислорода и углерода, приведенные в *главе 2*, позволяют в совокупности подтвердить данное предположение. Представляется возможным, что захороненные седиментогенные воды находились в погребенном состоянии под давлением, однако в ходе процессов палеозойского рифтогенеза и раскрытия Палеовилуйской грабен-рифтовой системы с формированием глубинных разрывных нарушений Чаро-Синской зоны произошла их мобилизация и миграция в

элизионном режиме. Вопросы палеогидрогеологии территории Сибирской платформы подробно рассматривались в работах Баскова [4-8]. Рассматриваемая территория приурочена к зоне сочленения двух крупных артезианских палеобассейнов: Лено-Тунгусского и Лено-Оленёкского, в пределах которых вместе с галогенными осадками происходило захоронение значительного количества высококонцентрированной рапы (при оцениваемых объёмах более 100 млн м³/1 км²) при благоприятных обстановках для её сохранения в недрах вплоть до девона. Для рассолов территории установлен благоприятный с точки зрения перспектив рудоносности хлоридный кальциево-натриевый состав с минерализацией 200-400 г/кг [4; 8]. Другим важным вопросом формирования ГМ системы является необходимость нагрева рассолов. Учитывая, что в девонское время глубины погружения осадочных пород территории были максимальными, захороненные рассолы могли нагреваться до температуры, необходимой для формирования рудной минерализации за счет катагенеза в условиях повышенного температурного градиента. На это позволяют пролить свет данные о степени катагенеза углеродистого вещества из пород синской свиты, соответствующей ранней стадии мезокатагенеза, что, принимая данные осредненной кривой для палеозоя-допалеозоя Сибирской платформы, соответствует глубинам погружений пород от 1900 м в районе устья р. Синяя до 2200 м на в районе устья р. Ботома. Учитывая, что палеозой является аномальной эпохой, характеризующейся повышенным температурным градиентом [3; 40; 108], составлявшим на данном этапе 5 °С/100 м [3; 42], седиментогенные воды могли нагреваться до 110-127.5 °С даже без привлечения дополнительного источника тепла [3; 124]. Поступая в область высоких температур и захораниваясь под давлением, рассолы становятся особо агрессивными и проявляют возможность извлекать из вмещающих пород такие элементы, как Fe, Mn, Zn, Pb и др., которые при поступлении в раствор формируют хлоридные комплексные соединения с хорошей миграционной способностью [5; 133]. Дополнительный вклад в нагрев рассольных катагенетических флюидов вносят процессы континентального рифтогенеза, что приводит к формированию зоны относительно горячей и менее прочной литосферы [108].

Стоит отметить, что многими исследователями ставится под вопрос возможность формирования масштабного стратиформного оруденения только за счёт перераспределения вещества вмещающих и подрудных пород [65; 72; 94-96; 105; 129; 131; 171; 176] без эндогенного источника вещества. Вероятным дополнительным источником обогащения пород свинцом и цинком могли послужить сами катагенетические воды, в которых рудные элементы сохраняли свои изотопные характеристики и находились в виде комплексных анионов [4-8; 68; 69; 72; 101], сорбируя свинец и цинк из множественного спектра породных комплексов территории (карбонатные отложения эвапоритового бассейна, породы фундамента и, в т.ч., вмещающие породы). Это было возможно за счет значительного объёма карбонатных пород территории и

инфильтрирующихся седиментогенных вод. На возможность данного процесса указывают множество авторов, ссылаясь на результаты исследований Л.М. Лебедева и И.Б. Никитиной [72], отмечающие, что вскрытие скважинами напорных катагенетических металлоносных растворов в районе полуострова Челекен в Туркмении привело к формированию сульфидной минерализации в местах их разгрузки. Только за год данными растворами выносятся на поверхность до 350 т свинца, 50 т цинка, 34 т меди, 24 т кадмия и 8 т мышьяка [72]. В то же время, это не может объяснить закономерную приуроченность оруденения к определенным геологическим подразделениям с повышенной концентрацией рудоносных элементов и отсутствию оруденения в их фациальных аналогах, также подверженных процессам апокарбонатно-кремнистого метасоматоза.

Вещественные проявления син-эпигенетических процессов распространены локально, однако почти повсеместно сопряжены с зонами апокарбонатно-кремнистых метасоматитов, сопряженных с рудной минерализацией. Они оказывают значительное, зачастую пагубное воздействие на рудную минерализацию, нацело затушевывая более ранние ГМ процессы и приводят к реконцентрации значительного объема рассеянных элементов и выносу их на более глубокие горизонты коры выветривания.

Таким образом, свинцово-цинковая минерализация пространственно приурочена к участкам проявления интенсивных низкотемпературных апокарбонатно-кремнистых и аргиллизит-березитовых гидротермально-метасоматических изменений осадочных и магматических пород. Для ореолов ГМ образований характерна латеральная концентрическая зональность, представленная обширными по размерам периферическими ореолами эпигенетической доломитизации, которые к центру сменяются локальными телами гидротермалитов джаспероидного состава, образующими «ядро» зональности и контролирующими размещение рудной минерализации. Ядерные и центральные зоны ГМ образований сопряжены с участками развития син-эпигенетических (гипергенных) процессов.

ГЛАВА 4. ХАРАКТЕРИСТИКА СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В КАРБОНАТНЫХ ТОЛЩАХ СИНСКО-БОТОМСКОЙ СФЗ

Для свинцово-цинковых месторождений MVT-типа характерны не только выраженная связь с определенными формационными типами карбонатных осадочных формаций и литолого-стратиграфических уровней разрезов с зональностью ГМ колонки, но и выраженные особенности состава и морфологии руд и рудных тел с выраженной минералого-геохимической зональностью. Выявление особенностей рудной минерализации производилось не только с учётом известных рудопроявлений, но и слабоизученных пунктов минерализации в периферийных частях потенциальных рудных полей и в пределах участков развития оруденения и сопутствующих ГМ образований, оконтуренных при изучении литолого-геохимических особенностей карбонатных пород Анабаро-Синской СФО и ГМ образований территории. Такой подход позволяет охарактеризовать вертикальную и горизонтальную зональность оруденения в пределах площади с учётом моноклиального залегания пород. Известные рудопроявления и пункты минерализации свинца и цинка распространены в узкой полосе коренных выходов на междуречье рек Ботома и Лена, а также на левобережье р. Лена в нижнем течении рек Кетеме и Куччугуй-Кетеме. Степень изученности рудопроявлений и пунктов минерализации неравномерна, но в целом характеризуется как низкая. Наиболее изученное рудопроявление Сульфидное (Кетеме), где руды частично вскрытых горными выработками в 1960-х гг [205] и двумя неглубокими скважинами [203]. Большинство пунктов минерализации и рудопроявление Тютюнге выявлены в рамках полевых работ 2018-2020 гг отдела металлогении и геологии месторождений полезных ископаемых ФГБУ «ВСЕГЕИ».

4.1. Геологическое строение рудопроявлений и пунктов минерализации в пределах участков Кетеменский и Ботомский

Рудопроявления и пункты минерализации свинца и цинка приурочены к известково-доломитовым отложениям кетеменской и титаринской свит Синско-Ботомской СФЗ. На сегодняшний день известно 4 рудопроявления и более 40 пунктов свинцовой и цинковой минерализации, которым повсеместно сопутствуют проявления железа и марганца. Геологическое строение их в целом однотипно.

Наиболее перспективным и изученным является *рудопроявление Кетеме (Сульфидное)*, расположенное на левом берегу р. Лена в 4 км ниже по течению от устья р. Куччугуй-Кетеме (рисунок 4.1). В геологическом строении рудопроявления принимают участие стратифицированные карбонатные отложения кетеменской и титаринской свит раннего кембрия, в том числе, включающие вулканогенно-осадочные породы.

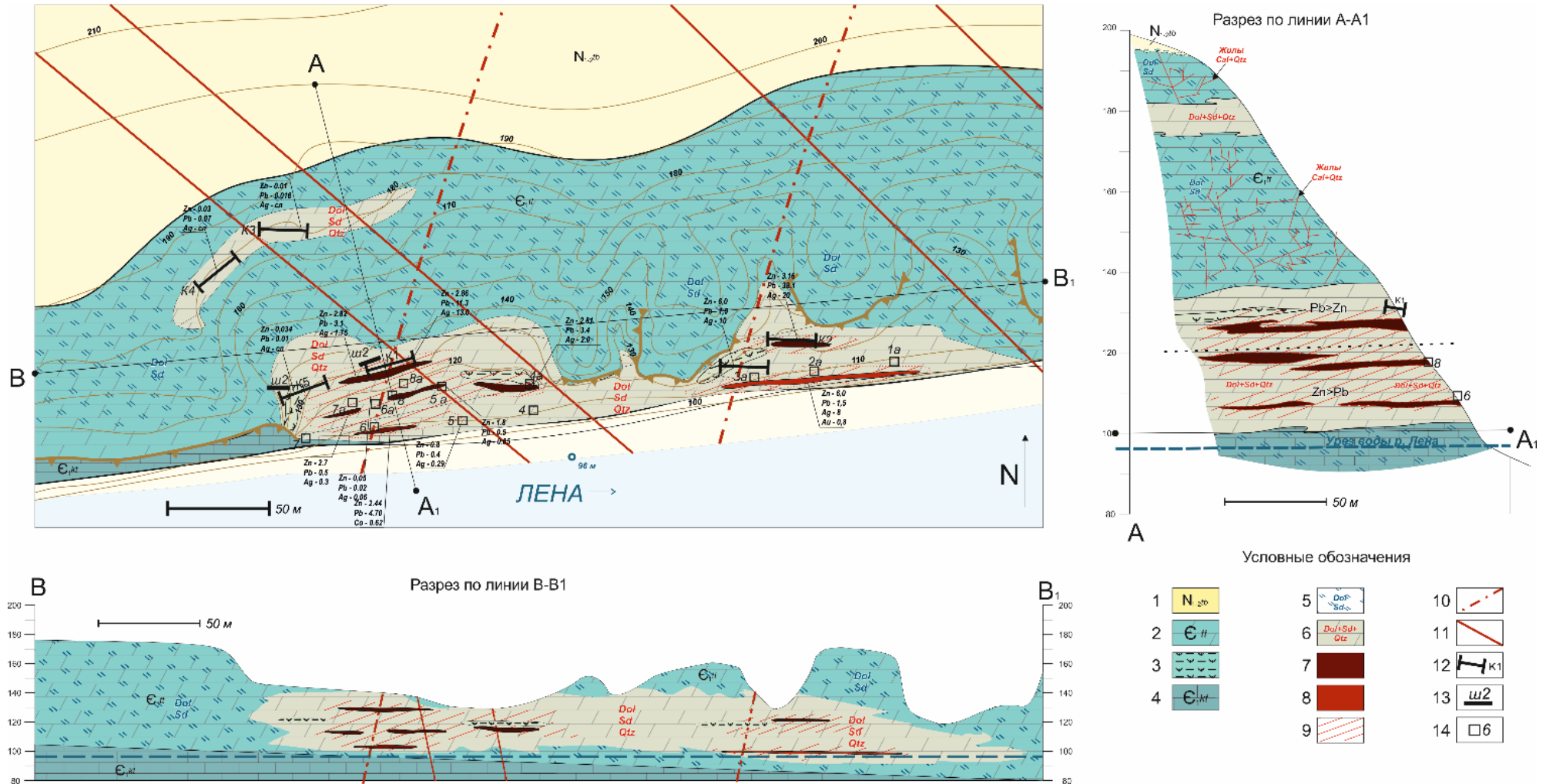


Рис. 4.1 Схема геологического строения с разрезами рудопоявления «Сульфидное» в долине р. Лена с графическими дополнениями, отображающими минералогическую зональность оруденения и положением горных выработок предшественников [197; 203]

Условные обозначения: 1 – неогеновые аллювиальные отложения табагинской свиты; 2 – карбонатные отложения титаринской свиты; 3 – прослои интенсивно измененных, предположительно вулканогенных пород; 4 – карбонатные отложения кетеманской свиты; 5 – ореолы полнопроявленных эпигенетических доломитов; 6 – ореолы полнопроявленных джаспероидизированных доломитов и джаспероидов; 7 – рудные тела Pb-Zn (окисленные и разложившиеся); 8 – рудные тела (первичные руды); 9 – ореолы тонкорассеянной сульфидной минерализации в джаспероидах; 10 – разломы Чаро-Синской зоны (D_3) 11 – разломы конседиментационные; 12 – каналы предшественников и их индексы; 13 – шурфы предшественников и их индексы; 14 – колодцы предшественников и их индексы. Содержания Zn, Pb, Fe в %; Ag, Au, Co в г/т.

Они выходят на поверхность во вдольбереговых скальных выходах р. Лена. Оруденение развито в пределах двух распадков, разделенных останцем карбонатных пород, шириной около 50 м.

Оно приурочено к зоне сочленения разрывных нарушений северо-восточного и северо-западного простирания в зоне стратиграфического контакта кетеменской и титаринской свит. Визуально смещения по разрывным нарушениям не наблюдаются. Руды и оруденелые породы фиксируются в высыпках и делювиальных развалах на протяжении 400 м.

Коренные выходы преимущественно перекрыты крупноглыбовыми делювиальными развалами мощностью в несколько метров, сформировавшимися в результате взрывных работ при опробовании рудопроявления предшественниками. Всего в коренном борту выделено от 3 до 5 рудных тел. Они имеют пологосекущее положение относительно напластования пород. На участках выклинивания рудных тел наблюдаются безрудные интервалы или джаспероидизированные доломиты и джаспероиды с рассеянной вкрапленностью сульфидных минералов, повсеместно замещенных гидроокислами железа. В западной части проявления канавами и колодцами вскрыто, предположительно, 3 кулисообразных рудных тела мощностью от 1 до 1.5 м при протяженности 10-45 м, сложенных окисленными рудами. В восточном распадке вскрыто 2 рудных тела мощностью 1.0-2.0 м, в том числе, выходящих на поверхность близ уреза р. Лена. Нижнее рудное тело сложено массивными «колчеданными» рудами, верхнее – окисленными рудами. Колодцами и канавами руды прослежены здесь на 75 м по течению реки. Околорудные изменения представлены зонами джаспероидизации, развитыми в нижней части склона на интервале высотных отметок 110-130 м, а также в виде маломощного прослоя в северо-западной части проявления на уровне 180 м. Зальбандовые части окисленных руд четкие, представлены интенсивно окисленными и ожелезненными дресвяно-глинистыми образованиями буро-коричневого цвета с обломками карбонатных пород, оруденелых метасоматитов и руд. Контакты первичных руд со вмещающими породами не вскрыты. Краевые части рудных тел сложены вкрапленными и гнездовидными сульфидными рудами, как правило, интенсивно ожелезненными, сменяющиеся к центральной части зернистыми прожилково-вкрапленными до массивных «колчеданных» руд, с участками полосчатых и брекчиевых сфалерит-галенитовых или существенно галенитовых руд. Содержания Pb в породах достигает 1.0-3.8 % до 13.3 % (максимально 38.1 %), Zn в среднем от 2.6 до 6.0 % [27; 79; 203; 205]. Также в рудах отмечены концентрации Ba 0.1-0.3 %; Mn 1.0-10.0 %; Ag до 30 г/т; Cu до 0.007 %; Cd до 50 г/т; Au до 0.1-0.7 г/т. Наличие оруденения на глубине подтверждается данными геофизических и буровых работ Ленской ГРЭ [203]. Скважинами, пройденными с края борта скального выступа над рудопроявлением, вскрыты пласты окисленных крустификационных, интенсивно окисленных руд мощностью до 2.5-4.0 м с ассоциированными брекчиями обрушения. По данным штуфного

опробования керна скважин содержание Pb составляет в среднем 1.2 %, Zn – 2.5 % [203]. К сожалению, каменный материал и результаты документации скважин предшественников утрачены. Таким образом, в пределах рудопроявления вскрыты рудные тела лентовидной морфологии, уходящие в склон субперпендикулярно стенке коренного выхода в северо-западном направлении.

Рудопроявление Куччугуй-Кетеме расположено во вдольбереговом скальном выступе в 1 км выше по течению от устья р. Куччугуй-Кетеме и имеет схожее геологическое строение. Руды приурочены к одному литологическому уровню, а вмещающие породы включают прослой интенсивно выветрелых, вулканических и вулканогенно-осадочных пород основного состава. Характерной особенностью рудопроявления является кулисообразное расположение рудных тел и их приуроченность к зоне сочленения разрывных нарушений северо-западного и северо-восточного простирания (рисунок 4.2).

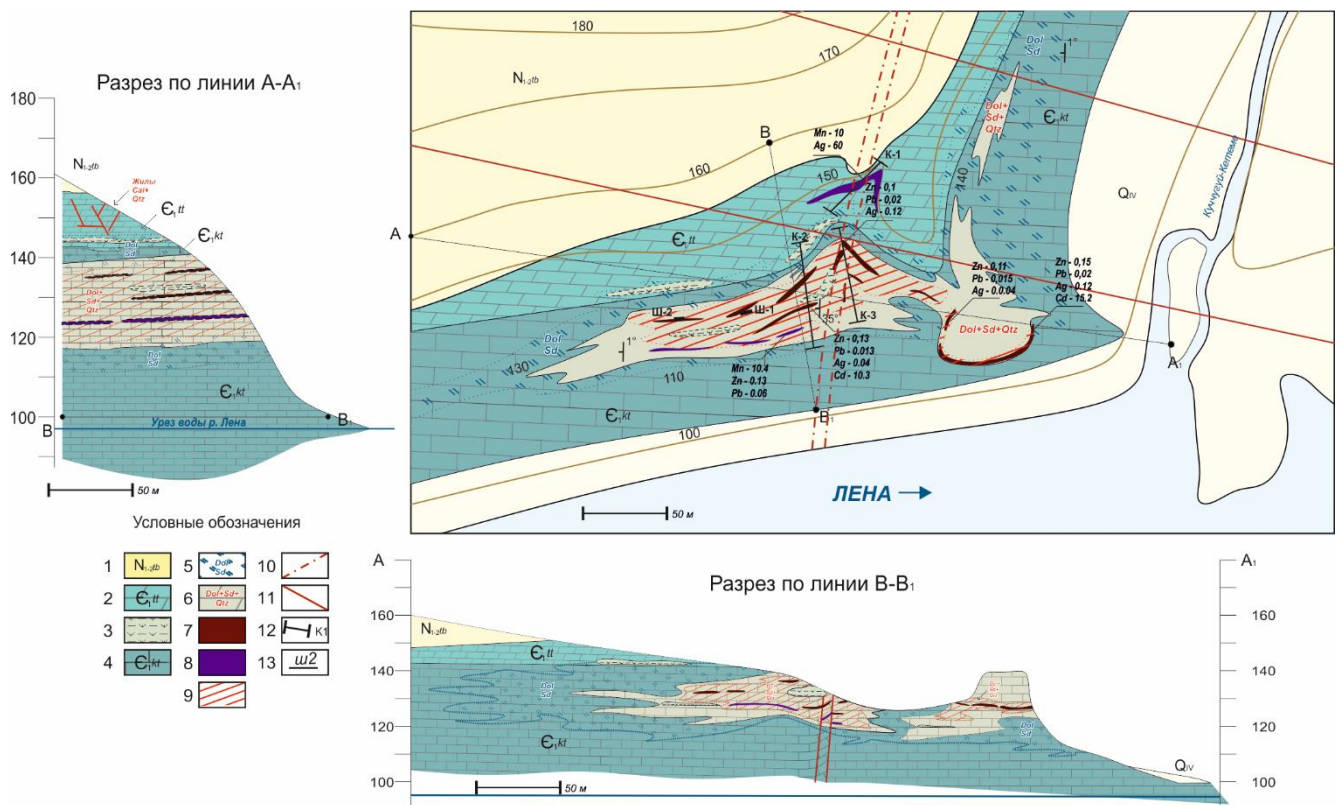
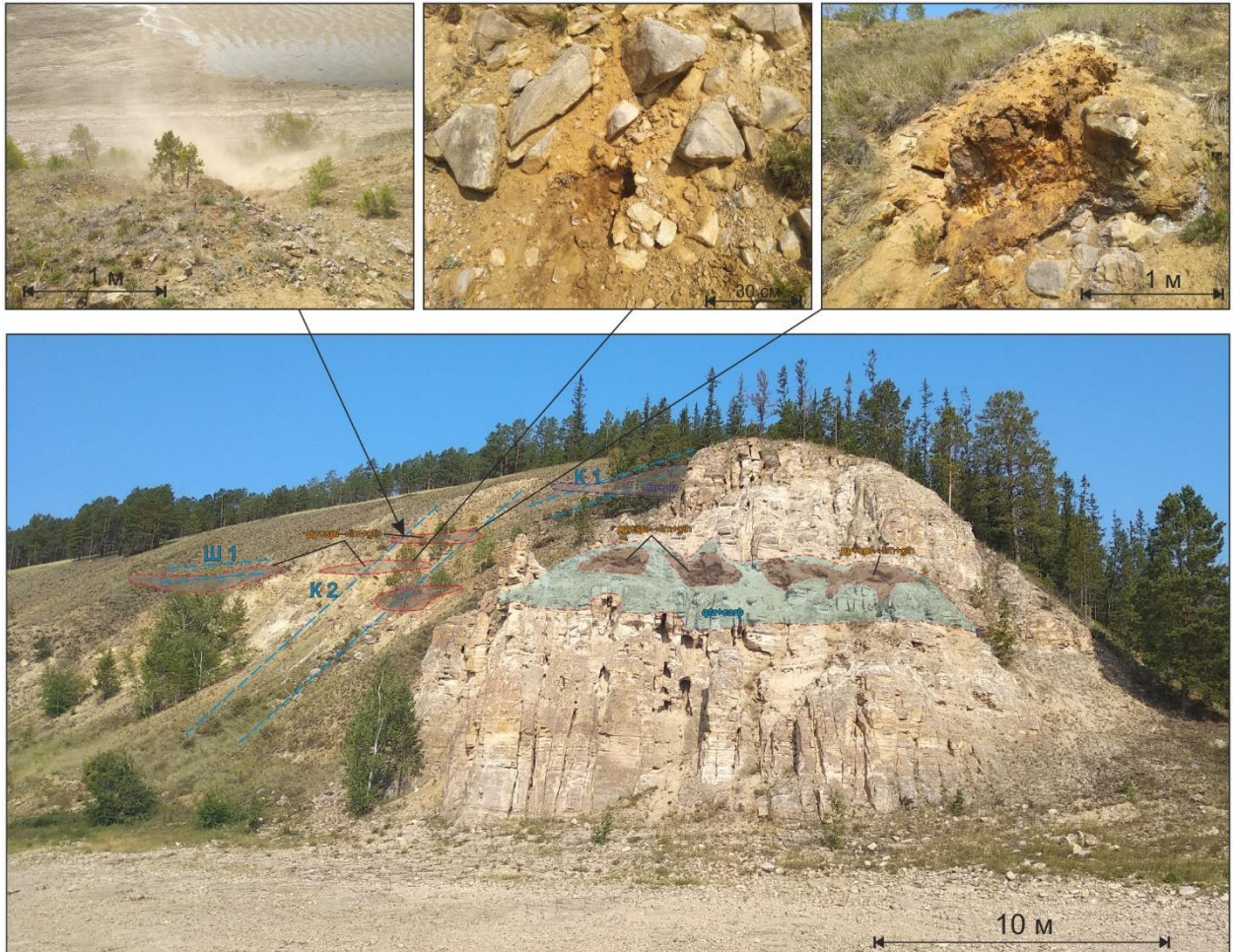


Рис. 4.2 Схема геологического строения с разрезами рудопроявления «Куччугуй-Кетеме» в долине р. Лена с графическими дополнениями, отображающими минералогическую зональность оруденения и положением горных выработок предшественников [197; 203; 205]

Условные обозначения: 1 – неогеновые аллювиальные отложения табагинской свиты; 2 – карбонатные отложения титаринской свиты; 3 – прослой интенсивно измененных, предположительно вулканогенных пород; 4 – карбонатные отложения кетемской свиты; 5 – ореолы полнопроявленных эпигенетических доломитов; 6 – ореолы полнопроявленных джаспероидизированных доломитов и джаспероидов; 7 – рудные тела Pb-Zn (окисленные и разложившиеся); 8 – рудные тела железомарганцевых руд; 9 – ореолы тонко рассеянной сульфидной минерализации в джаспероидах; 10 – разломы Чаро-Синской зоны (D₃) 11 – разломы конседиментационные; 12 – канавы предшественников и их индексы; 13 – шурфы предшественников и их индексы; Содержания Zn, Pb, Fe, Mn в %; Ag, Co, Cd в г/т.

В центральной части проявления фиксируется нарушенное залегание отложений кетемской свиты, карбонатные породы в приконтактной части разрывного нарушения

запрокинуты под углом 35° в юго-западном направлении. Амплитуда складки не превышает первых десятков метров. В скальном выступе мощностью 45-60 м наблюдается до 8 кулисообразных рудных тел линзовидного строения как в основании, так и в кровле склона. Рудные тела имеют четкие зальбанды. Приконтактовая часть сложена белой, зеленовато-серой, интенсивно ожезненной рыхлой глиной с обломками вмещающих карбонатных пород, оруденелых метасоматитов и руд (рисунок 4.3).



а) K1 б) Ш1
 Рекультивированные горные
 выработки предшественников
 и их номера (Хан и др. 1963):
 а) - канавы ; б) шурфы

qtz+carb	Зоны околорудных кварц-карбонатных метасоматитов (внутренняя зона Г-М колонки)
py+carb-lim+glt	Зальбандовые части рудных тел с окисленной вкрапленной рассеянной м/з руд-sfal минерализацией
lim+pyrit	Рудные тела рыхлых лимонит-пирролюзитовых руд с существенно Mn минерализацией

Рис. 4.3 Вид на восточную часть рудопроявления Кучугуй-Кетеме в долине р. Лена с графическими дополнениями, отображающими минералогическую зональность оруденения и положение горных выработок предшественников [197; 203; 205]

Мощность рудных тел незначительна и варьирует от 0.25 до 1.5-3.0 м. Все руды, встреченные на проявлении, интенсивно окислены и представлены коричневыми, буро-серыми образованиями с преимущественно вкрапленной и прожилково-гнездовидной текстурой, состоящими из реликтов карбонатных минералов, кварца, халцедоновидного кварца и

псевдоморфоз лимонита по карбонатным минералам и пириту, с редкими включениями галенита, а также церуссита.

В кровельной части проявления в восточной его половине, а также в нижней части отмечены линзы и слои интенсивно лимонитизированных пород со значительной примесью пиrolюзита мощностью до от 0.2 до 1.0 м, протяженностью 15 м. Содержания Zn в породах, по данным В.С. Хана достигало 2.5 %, Pb – не более 1.0 %. По результатам опробования содержания Pb, Zn не превышало десятых долей %. Содержания Mn в породах достигает 10 %, Ag – 60 г/т. По мнению В.С. Хана, на проявлении наблюдаются лишь краевые части рудных тел и их апофизы, в то время как основное рудное тело не выходит на поверхность. Зоны интенсивного окисления и ожелезненные карбонатные породы отмечаются на правом берегу р. Куччугуй-Кетеме на протяжении 2 км вверх по течению от устья.

Рудопроявление Большая Кетеме фиксируется на реке Кетеме в 4-х км выше устья. Здесь в кровельной части кетемской свиты фиксируется перекрытая обломками пород зона структурного делювия интенсивно ожелезненных известняков с реликтами сульфидов, замещенных лимонитом, включающие корродированные зерна галенита. Рудное тело имеет оценочные параметры около 2x7 м, контакты не вскрыты. Данные штуфных анализов указывают на содержание Zn – 1.77%, Pb – 1.0 %. Примечательно, что рудопроявления Бол. Кетеме и Куччугуй-Кетеме приурочены к одной рудоконтролирующей зоне северо-западного простирания, что позволяет рассматривать их комплексно и предполагать наличие зоны распространения линзовидных и лентовидных залежей, протягивающейся через коренной борт на 2,0-2.5 км [203].

Рудопроявление Тютюнге выявлено в ходе полевых работ ФГБУ «ВСЕГЕИ» в 2019 г. и расположено в устьевой части р. Ботома в поле развития отложений кетемской, титаринской и еланской свит раннего–среднего кембрия. На протяжении 2 км вниз по течению р. Ботома от устья р. Тютюнге в левом борту долины в кровле скальных выступов наблюдается протяженная зона интенсивно измененных карбонатных пород и окисленных вкрапленных и гнездовидных до массивных руд. Коренные выходы до отметки 40 м от основания склона перекрыты делювиальными развалами. Морфология и параметры рудных тел не установлены. Проявление имеет протяженность до 180–200 м по двум бортам небольшого распадка в левом борту р. Ботома. Видимая мощность зоны окисления доломитов порядка 5–10 метров. Руды имеют вкрапленную текстуру и практически полностью окислены. Основными рудными минералами являются гётит, гидрогётит, церуссит, пиrolюзит, редко видны корродированные зерна галенита. Из нерудных минералов фиксируются реликты минералов группы доломита, кварц и халцедон. По данным штуфного опробования содержание полезных компонентов составляет: Zn – от 0.25 % до 0.32 %, Pb – от 0.30 % до 0.54 %. Также в составе присутствует Fe₂O₃ до 85.0 %.

Пункты минерализации Pb-Zn в делювиальных развалах и в маломощных прослоях в карбонатных породах фиксируются на всей площади распространения кетеменской и титаринской свит территории (рисунок 4.4).

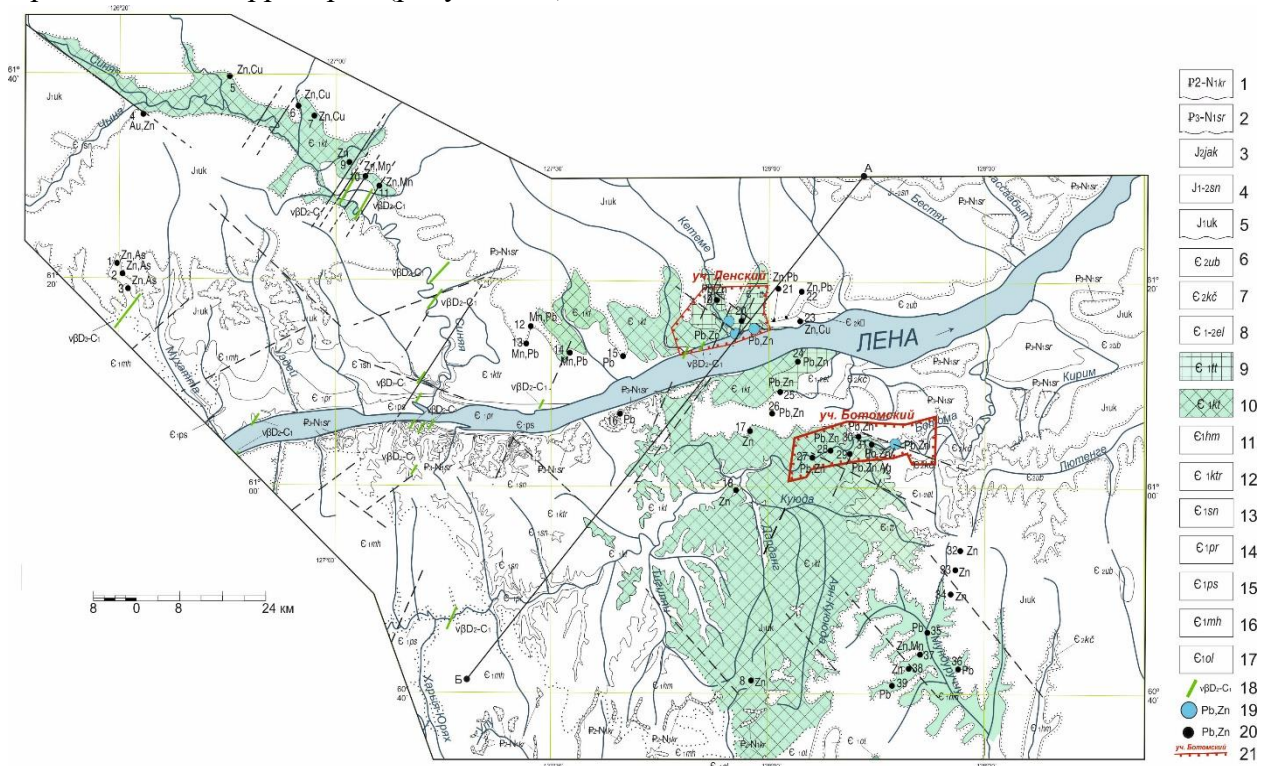


Рис. 4.4 Карта закономерностей размещения Pb-Zn оруденения в пределах междуречья рек Лена и Ботома
Примечание: условные обозначения см. на рисунке 1.6.

Они представлены обломками и делювиальными шлейфами джаспероидизированных эпигенетических доломитов, джаспероидов с рассеянной пиритовой минерализацией, редко фиксируемой минерализацией сфалерита и галенита, как правило, затушеванной гипергенными процессами. Пункты минерализации в долине рек Кетеме и Куччугуй-Кетеме пространственно-ассоциированы с выявленными рудопоявлениями. Пункты минерализации цинка и свинца, локализованные в отложениях кетеменской свиты, распространены в долине р. Синяя, а также в среднем течении рек Ботома и Лена. Они характеризуются схожим геологическим строением и представлены преимущественно зонами тонкорассеянной вкрапленной, гнездовидной, редко массивной пиритовой, марказитовой и пирит-сфалеритовой минерализации в ассоциации с зонами кварц-карбонатных метасоматитов. Содержания Zn в породах незначительно и варьирует от 0.1 до 0.9 %, Pb – менее 0.1 %. Наиболее значительное развитие пирит-марказитовой минерализации отмечается в районе устья р. Кюда (левый приток р Ботома) в районе устья ручья Пиритовый (п.м. №16). По данным В.А. Камалетдинова и др., 1984ф [197] и В.С. Хана и др., 1965ф [205], рассеянная пиритовая минерализация распространена на площади 500x100 м² в коренном борту долины ручья. Аналогичен по параметрам и морфоструктурным особенностям пункт минерализации № 15 в долине р. Хайыргас, где, по данным С.В. Гаева и др., 1992ф [203],

отмечается область распространения делювиальных развалов кварц–кальцитовых метасоматитов с вкрапленными до гнездовидными скоплениями мелкокристаллического кубического пирита, призматического марказита и редко арсенопирита на площади 1,5 км².

Для пунктов минерализации, локализованных в отложениях титаринской свиты, характерна приуроченность к зонам кварц-карбонатных метасоматитов с интенсивно окисленной сульфидной минерализацией (рисунок 4.5).



Рис. 4.5 Фотографии стенки карьера на пункте минерализации №19 в долине р. Кетеме

На фото видны реликты рудных тел в виде обломков, закатанных в глинистую каолин-монтмориллонитовую ожелезненную массу. Фото автора.

Пункт минерализации № 29 расположен в долине р. Ботома напротив устья р. Ньюэльдах и представлен участком развития кварц-карбонатных метасоматитов в ассоциации с зоной разрывного нарушения северо-восточного простирания. Вкрапленная сульфидная минерализация повсеместно замещена окислами и гидроокислами железа. Содержание Pb и Zn варьируют от 0.05 % до 0.2 %. Особого внимания заслуживает пункт минерализации № 19 в среднем течении р. Кетеме. Он выявлен в районе автомобильного моста в искусственном

обнажении на карьере строительных материалов. На участке площадью 500 м² вскрыта карстовая полость с зоной развития полнопроявленной ожелезненной каолин-монтмориллонитовой коры выветривания по карбонатным породам титаринской свиты. В стенке карьера вскрыты нацело замещенные обломки кварц-карбонатных метасоматитов с реликтами сульфидной минерализации, параметры которых сходны с таковыми на проявлении Куччугуй-Кетеми и Сульфидное. Содержания Zn в породах не превышает 0.1 %, Pb – 0.01 %, что связано с интенсивным выносом данных элементов в ходе гипергенных процессов.

Геологическая позиция рудопроявлений характеризуется приуроченностью к интенсивно измененным карбонатным отложениям кетеменской и титаринской свит раннего кембрия в зонах развития разрывных нарушений северо-восточного и северо-западного простирания. Сульфидная свинцово-цинковая минерализация приурочена преимущественно к верхней части разреза кетеменской и титаринской свиты и сопровождается развитием пиритовой и марказитовой минерализации в нижней части разреза кетеменской свиты. Для рудных тел характерна лентовидная, пластовая форма с северо-западным простиранием рудных тел.

4.2. Структурно-вещественные особенности рудной Pb-Zn, минерализации

4.2.1. Минералого-петрографическая характеристика руд и их минеральные типы

Свинцово-цинковые руды в карбонатных породах территории имеют выраженную ассоциацию с зонами вторичной доломитизации и джаспероидизации, что обуславливает морфологические особенности оруденения. Структуры руд преимущественно неравномернозернистые, мелкозернистые, до средне- и крупнозернистых, аллотриоморфнозернистые и гипидиоморфнозернистые. По текстурным особенностям выделяются вкрапленные, прожилково-вкрапленные, прожилково-гнездовидные, реже массивные и брекчиевые текстуры. Структуры и текстуры руд зависят от гипсометрического уровня и степени гидротермально-метасоматических изменений вмещающих пород. Учитывая неразрывную связь бедного марганцевого и железного оруденения с карбонатной составляющей, оно может быть рассмотрено совместно со свинцово-цинковым в рамках единой рудно-метасоматической системы. В интенсивно окисленных разновидностях характерны лимонит, гётит, гематит, церуссит, англезит, смитсонит, пиролюзит, вернадит, псиломелан, рансьерит, тодоркит, криптомелан. Нерудные минералы представлены преимущественно доломитом и халцедоном. Рассмотрим подробно состав, структурные и текстурные особенности руд территории.

4.2.1.1 Характеристика минералов

Главными рудообразующими минералами являются пирит, марказит, сфалерит и галенит, а также кварц, в различной степени обогащенный марганцем кальцит, доломит, сидерит и иные карбонатные минералы.

Пирит является весьма распространенным минералом в первичных рудах. Формы его выделения разнообразны. Это связано с тем, что в ходе процессов рудообразования он первоначально замещал доломит, а затем формировал новообразованные агрегаты в кавернах и пустотах. Наиболее распространен в массивных рудах, где могут быть выделены следующие его разновидности (рисунок 4.6):

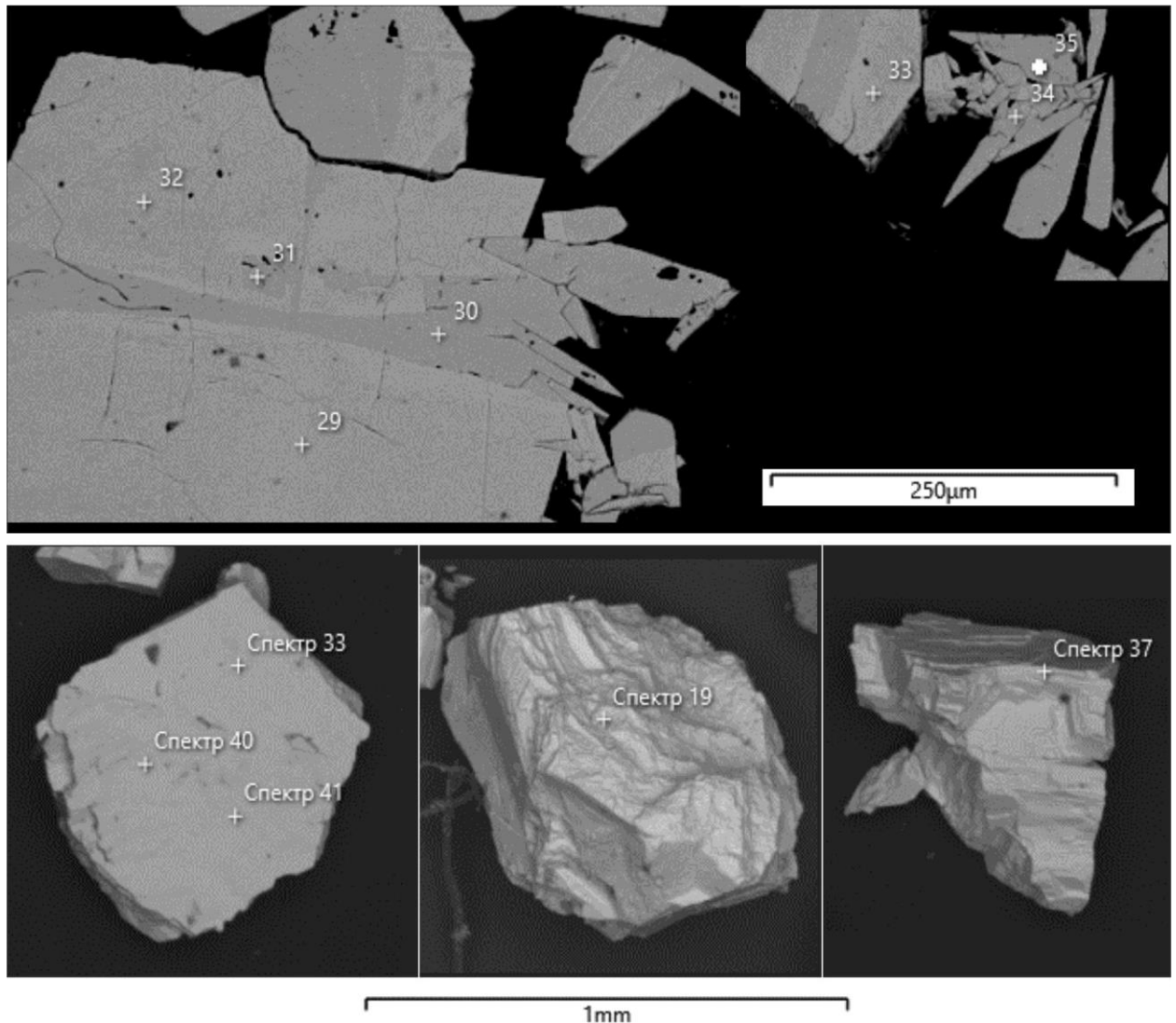


Рис. 4.6 BSE-фотографии зерен пирита и марказита из монофракций
Рудопроявление Сульфидное, Пункт минерализации №15 (отражен на рисунке 4.4).

1. Гипидиоморфнозернистый, как правило равномерно-зернистый, формирует псевдоморфозы по доломиту и другим карбонатным минералам или неправильной формы пучковатые выделения от 0.1 до 0.5 мм. Кристаллы не конформные, разбиты системами трещин на отдельные блоки, меж которых наблюдается формирование лимонитовой, сфалерит-

галенитовой или кварцевой минерализации. При приближении к кавернам зернистость пирита резко увеличивается, зачастую здесь он замещается марказитом

2. Средне- до крупнозернистого, массивный пирит формирует скопления и сплошные массы в рудах и имеет неровные, местами «лапчатые» грани, и также формировался по доломиту. Зерна преимущественно конформнозернистые, местами имеют регенерационную кайму. Наиболее крупные кристаллы имеют призматическую, удлиненную форму и приурочены либо к кавернам, либо формируют отдельные скопления в основной массе. Кристаллы трещиноватые. Более поздний пирит часто замещается марказитом. Там, где в составе породы преобладает кварц, пиритовая минерализация формирует причудливые сферолитовые и уплощенно-сферолитовые зерна, в ядре которых отчетливо видны кубические или ромбические реликты кристаллов доломита. Выделяется также и третья генерация пирита, развивающаяся по трещинам. Здесь он сопутствует кварцу и галениту в виде неправильной формы жильных агрегатов. В существенно сфалеритовых и галенитовых рудах наблюдается преимущественно в виде тонких, неправильной формы вкраплений в кварце и халцедоне. Идиоморфный по отношению к сфалериту и галениту, зачастую в трещинах и в кристаллах наблюдаются тонкие ксеноморфные зерна сфалерита или галенита. В зоне окисления руд не сохраняется, замещается окислами и гидроокислами железа. Химический состав пирита территории характеризуется выдержанностью и практическим отсутствием элементов-примесей (таблица 4.1.). Лишь при трех измерениях состава при микронзондовом исследовании аншлифов фиксировались незначительные концентрации меди от 0.39 до 0.78 вес %.

Таблица 4.1

Результаты микронзондового анализа зерен пирита рудопроявлений и пунктов минерализации территории

Минерал	Элементы	Вес. %	Атом. %	Измерений
<i>Пирит</i>	Fe	51.69	61.95	45
	S	48.31	38.05	45
	Cu	0.94	0.59	3

Марказит менее распространен в рудах и окорудных породах, наблюдается в западной части площади преимущественно в ассоциации с кварцем и кальцитом, а также является важным элементом массивных «колчеданных» руд. Формирует удлиненные пластинчатые или изометрические кристаллы размерами от 0.1 до 1.5 см (рисунок 4.6). Также встречается в виде ксеноморфных агрегатов неправильной формы, иногда со сложным двойникованием. В кристаллах четко видна внутренняя неоднородность. Химический состав марказита также характеризуется выдержанностью (таблица 4.2). Примесных элементов в ходе измерения состава отмечено не было, значительных различий в составе массивных и радиально-игольчатых

агрегатов нами не установлено. В массивных «колчеданных» рудах идиоморфен по отношению к сфалериту, галениту и кварцу, чаще всего наблюдается в виде призматических, удлиненных средне- до крупнозернистых зерен и приурочен к граням каверн и пустот, формируя иногда зоны полной крустификации межзернового пространства.

Таблица 4.2

Результаты микрозондового анализа зерен марказита территории

Минерал	Элементы	Вес. %	Атом. %	Измерений
<i>Марказит</i>	Fe	54.21	66.27	15
	S	48.06	33.73	15

Сфалерит является основным минералом Zn, в первичных рудах формируя изометричные кристаллы, размерами 0.2-0.3 см или призматические выделения неправильной формы, размерами 0.2-0.3 мм (рисунок 4.7), преимущественно образуя ксеноморфные образования в межзерновом пространстве пирита, в большинстве случаев, в пределах каверн или пустот.

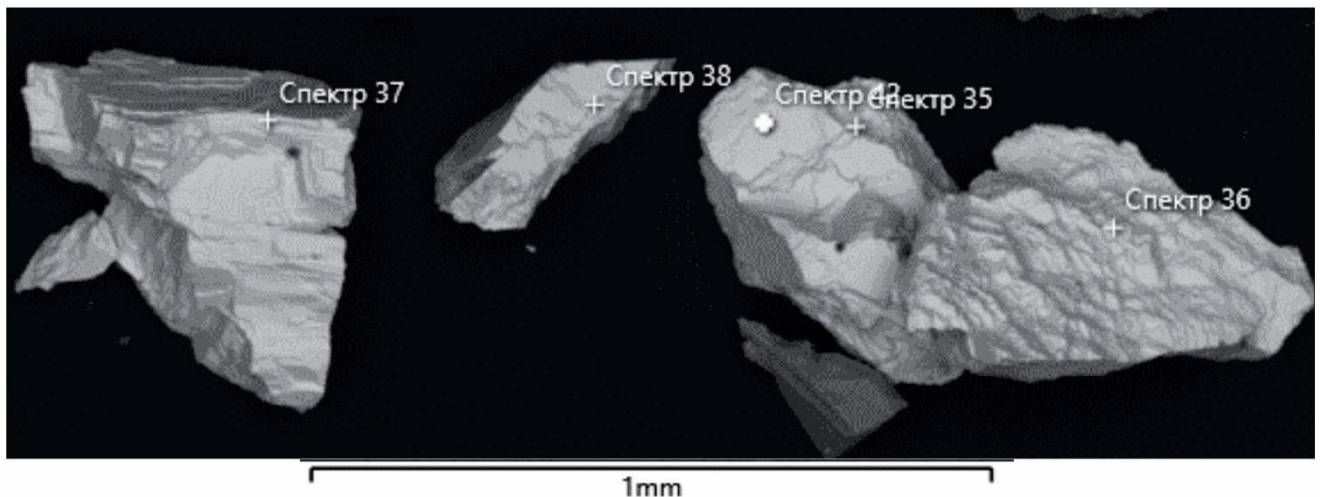


Рис. 4.7 BSE-изображения зерен сфалерита из монофракции (обр. 69099, рудопроявление Сульфидное)

Как правило, более крупные зерна раздроблены системами трещин, нередко в них наблюдаются зональные полисинтетические двойники роста. Участки дробления в кристаллах заполнены халцедоновидным кварцем. Идиоморфный по отношению к галениту, замещает зернистый доломит и анкерит, реже марказит, часто ассоциирует с сферолитами халцедоновидного кварца. Измеренный химический состав сфалерита близок к теоретическому с незначительной примесью железа до 0.55-1.0 %. (таблица 4.3). В зоне выветривания практически не сохраняется, замещаясь гидрооксидами железа.

Галенит является основным минералом Pb в рудах и бывает двух типов. Первая разновидность представляет собой самостоятельные изометричные как правило корродированные кристаллы, с размерами индивидов от 0.5 до 3-4 см, максимально до 10 см (рисунок 4.8). Агрегаты редки, как правило мелкозернистые, конформные. На отдельных

участках наблюдаются слабо проявленные следы пластической деформации плоскостей спайности кристаллов.

Таблица 4.3

Результаты микрозондового анализа монофракции сфалерита рудопроявления Сульфидное

Минерал	Элементы	Вес. %	Атом. %	Измерений
<i>Сфалерит</i>	Zn	62.12	45.03	34
	S	36.40	47.99	34
	Cu	0.00-0.72	0.00-0.54	34
	Fe	1.20	1.05	34

Как уже было отмечено, в зоне окисления грани крупных кристаллов интенсивно корродированы и имеют тонкую рубашку церуссита шириной от 0.005 до 0.1 мм. Вторая разновидность галенита представляет собой ксеноморфные агрегаты неправильной формы, с неясными кристаллографическими очертаниями размерами от 0.01 до 0.5 мм. Такие кристаллы в основном лишены выраженной каймы церуссита и имеют его пойкилитовые включения пирита, кварца или сфалерита в виде тонкодисперсных пучковидных агрегатов.

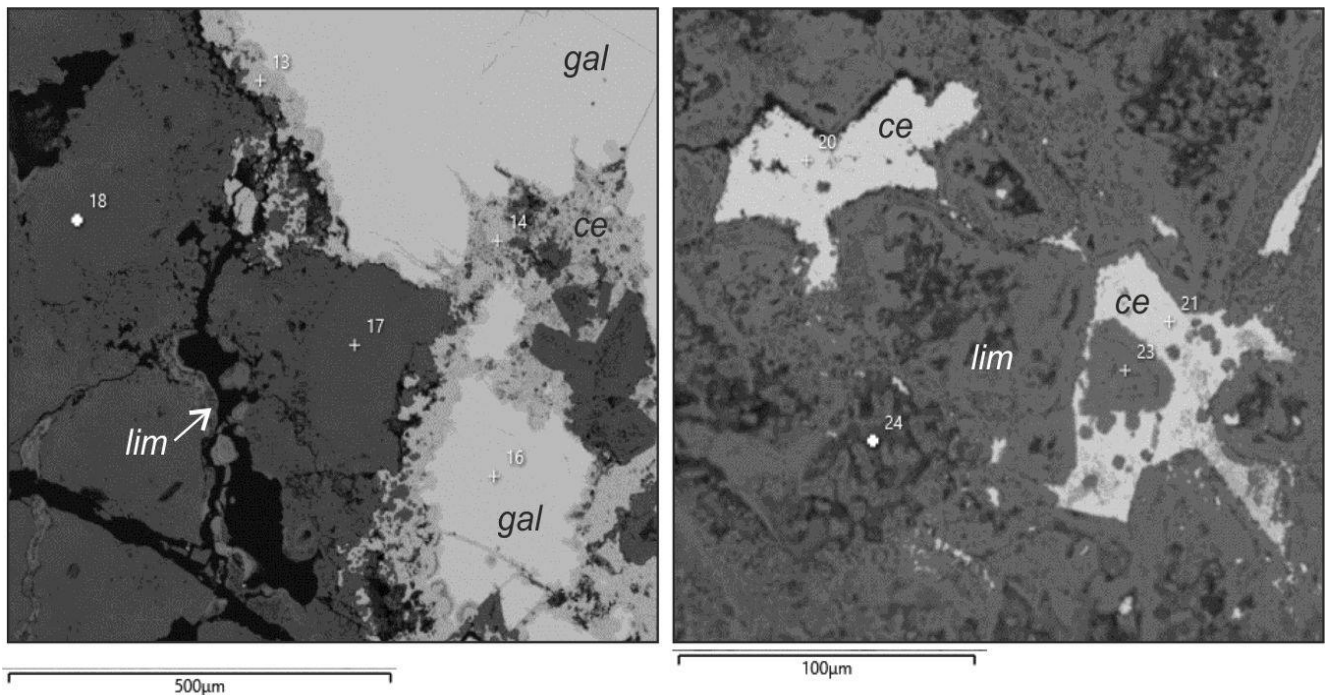


Рис. 4.8 BSE-изображение аншлифа 6934-4 с минерализацией галенита и церуссита, рудопроявление Сульфидное)

Галенит формирует ксеноморфные кристаллы в интерситциях пирита, замещенного лимонитом. Церуссит формирует кайму вокруг галенита, сохраняя его от разложения в зоне гипергенеза. Местами церуссит полностью замещает мелкие кристаллы галенита. **Буквенные обозначения:** *lim* – лимонит, *gal*; - галенит, *ce* - церуссит

По времени выделения галенит является наиболее поздним первичным рудным минералом и ксеноморфен к вмещающей массе. Часто наблюдаются участки с псевдоморфозами кварца и галенита по сфалериту. Кварц при этом формирует крустификационные образования по

граням кристаллов пирита, а более поздний галенит формирует округлой формы конформные агрегаты внутри зерен кварца, иногда частично замещая и пирит.

Химический состав галенита различных участков территории не претерпевает значительных изменений и близок к теоретическому (таблица 4.4).

Таблица 4.4

Результаты микрозондового анализа образцов галенита и церуссита. Рудопрооявления Куччугуй-Кетеме, Суфльидное, Тютюнге

Минерал	Элементы	Вес. %	Атом. %	Измерений
Галенит	Pb	85.2	52.01	48
	S	13.25	47.99	48
Церуссит	Pb	84.92-85.72	52.01	31
	S	12.21-13.99	47.99	31
	Fe	0-0.8	-	8

Церуссит ассоциирует с галенистовыми рудами, ксеноморфен по отношению к сульфидной и карбонатной минерализации и бывает двух типов. Первый формирует кайму замещения в кристаллах галенита на контакте с прочими минералами и представлен скоплениями аллотриоморфных тонкозернистых агрегатов, иногда пучковатой текстуры, размерами от 0.01 до 0.1 мм (рисунок 4.8). Второй тип наблюдается в виде ксеноморфных или крустификационных агрегатов по стенкам пустот или межзерновому пространству. Иногда формирует псевдонатёчные агрегаты. В зоне окисления, как правило, хорошо выделяется благодаря тому, что полупрозрачен на фоне ожелезненной пигментированной основной массы. Химический состав близок к теоретическому. Из примесей наблюдаются Fe в количестве 1.36 %, редко Ca в количестве 0.43 %. Таблица результатов измерений химического состава представлена ниже (таблица 4.4).

Смитсонит и англезит установлены по результатам работ В.С. Хана [205] и В.Л. Масайтиса [80], и представлены преимущественно натечными, тонкозернистыми агрегатами, приуроченными к кавернам и пустотам, где минералы сопутствуют лимониту и гётиту. При петрографических и микрозондовых исследованиях не обнаружены.

Арсенопирит и халькопирит являются весьма редкими минералами свинцово-цинковых руд и при проведении петрографических и микрозондовых исследований не выявлены. Халькопирит отмечен в качестве единичного зерна среди интенсивно окисленных сульфидных руд проявления Тютюнге в виде мелкозернистого ксеноморфного зерна среди массы гётита и лимонита. Арсенопирит установлен по результатам работ О.И. Щербакова [27] в аллювиальных отложениях рек, дренирующих рудовмещающие отложения, а также в верховьях р. Хайыргас в элювиально-делювиальных развалах кварц-карбонатных с марказитом метасоматитов.

Марганцевая минерализация неразрывно связана со свинцово-цинковой и представлена как карбонатными минералами, так и окислами и гидроокислами железа с примесью марганца.

Карбонаты железа и марганца жильного типа в пределах территории разнообразны по минеральному составу. Данные микрозондового анализа химического состава указывают на значительную степень вариации отношений в изоморфном ряду Ca-Mg-Fe и Ca-Mg-Mn в минералах, как правило, в той или иной степени содержащих примеси Ba, Zn, Pb, иногда в значительных количествах. Большая часть существенно карбонатной Fe-Mn минерализации не сохранилась в пределах рудных тел, где карбонатные минералы повсеместно замещены новообразованиями пирита, марказита, а также окислов и гидроокислов марганца и железа (рисунок 4.9).

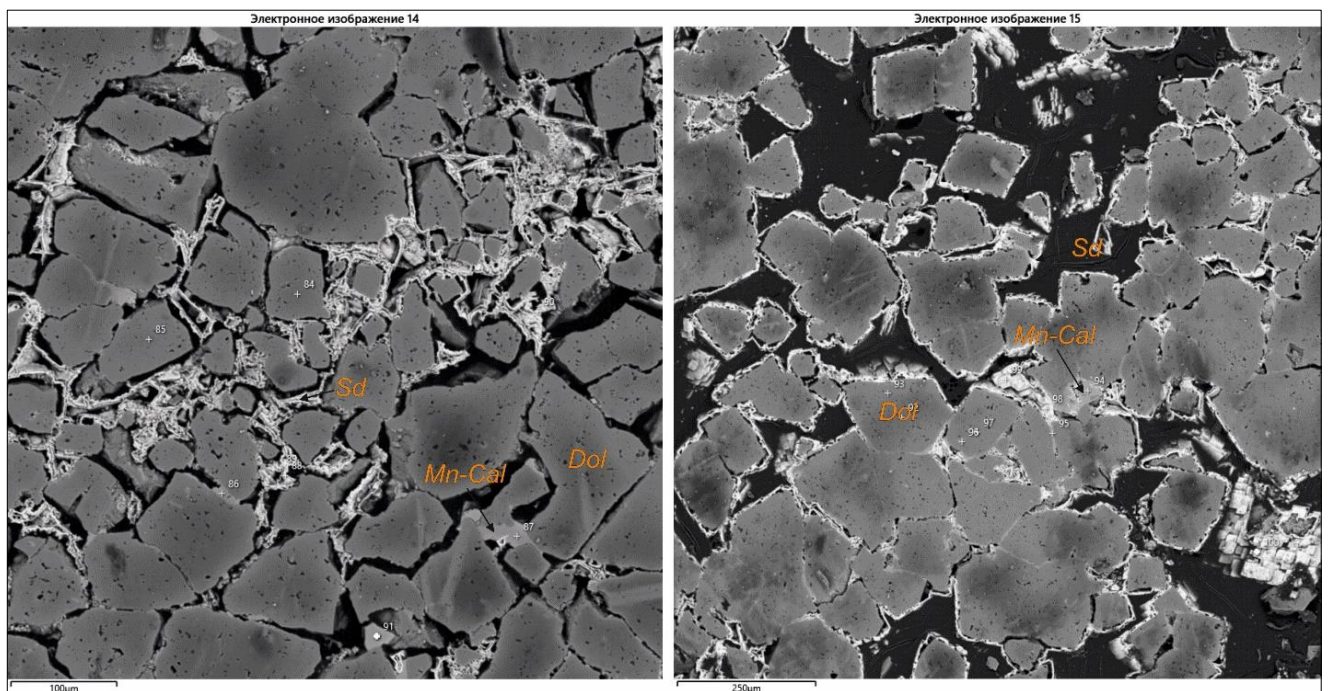


Рис. 4.9 BSE-изображение эпигенетического доломита с Mn- и Fe-карбонатной минерализацией Обр. 6936-2, район устья р. Куччугуй-Кетеме.

Буквенные обозначения: Sd – сидерит; Dol – доломит; Mn-Cal – манганокальцит.

Видно, что карбонатные минералы подвержены интенсивному изменению, а на их гранях формируется регенерационная кайма более железистого и марганцовистого карбоната с примесью гидроокислов железа.

Петрографически минералы группы доломита-анкерита-кутнагорита и ассоциированного с ними сидерита и манганокальцита представляют собой гипидиоморфнозернистые до конформных, идиоморфных зерна с размерами от 0.05 до 0.1 мм и от 0.1 до 1.0 мм, слагающие краевые части каверн и пустот в ассоциации с поздним жильным кальцитом и халцедоном, реже формирующие сплошную массу в ассоциации с халцедоном и рудными минералами (рисунок 4.10). Содержание их в породе незначительно и редко превышает 2-10%. Карбонатные минералы идиоморфны по отношению к халцедону и сульфидным минералам, преимущественно ксеноморфны по отношению к раннему доломиту. Результаты изучения химического состава карбонатной части жильной минерализации приведены в таблице 4.5. Существенно марганцевые

карбонаты весьма незначительно сохранились в объеме изучаемых пород и практически повсеместно превращены в пиролюзит и псиломелан. Жильная минерализация Fe-Mn карбонатных минералов имеет отличный состав от широко распространенного более раннего эпигенетического доломита внешней зоны ГМ колонки.

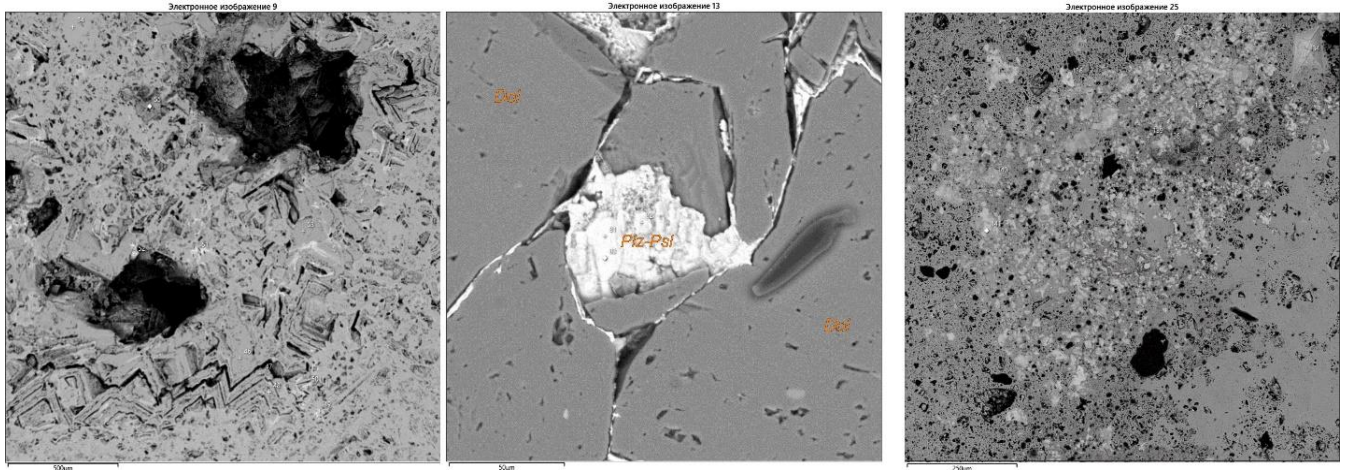


Рис. 4.10 BSE-изображения гипергенезированных эпигенетических доломитов и сульфидных руд
Слева: обр. 6934-1 рудопоявление Сульфидное; *в центре:* обр. 6949, среднее течение р. Ботома; *справа:* обр. 69194/3. Район р. Куччугуй-Кетеме. *Буквенные обозначения:* **Dol** – доломит; **Plz** – Пиролюзит, **Psl** – псиломелан.

Гипергенная минерализация широко развита по зоне окисления и превращает первичный пирит и марказит в сплошную лимонит-гетитовую массу, сохраняющую реликтовые текстуры минералов. Местами данный процесс приводит к полному разложению породы (обр. 69194/3).

Таблица 4.5

Результаты микрозондового анализа некоторых карбонатных минералов околорудных метасоматитов с повышенным содержанием Fe и Mn

Элемент (Вес. %)	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Минерал	<i>Сидерит</i>					<i>Mn-кальцит</i>			
O	11.91	15.28	15.55	15.36	13.82	15.29	15.23	15.24	14.9
Mg	0.69		0.69	0.62		0.9	1.24	1.85	1.14
Na	0.97						0.17		
Al	1.37	0.68	0.34	0.29	0.21				
Si	0.16	0.59	0.63	0.67	0.63				
S						0.54	0.36	0.29	0.42
Cl	0.25		0.13						
Ca	0.13		0.31	0.16	0.26	32.29	31.16	31.39	31.31
Mn	4.15	0.33	1.47	0.28	43.73	3.44	3.41	3.4	3.36
Fe	26.72	47.39	47.38	46.96	43.73		1.36	0.24	0.16
Zn	4.34	1.34		1.36					
Pb	2.61								
Сумм.	52.61	65.61	66.5	65.71		52.46	52.94	52.41	51.28

Жильные карбонатные минералы обогащены железом, марганцем и примесными элементами в различных пропорциях, в то время как в раннем доломите почти не наблюдается примесей при составе близком к стехиометрическому.

Окисная и гидроокисная минерализация железа представлена в породе преимущественно лимонитом, гётитом и гидрогётитом, формирующих агрегаты замещения карбонатных материалов, а также псевдонатёчные массивные и колломорфные агрегаты, иногда с выраженной концентрической зональностью. Данные минералы также имеют сложный невыдержанный состав и наблюдаются в виде неяснозернистых, натечных агрегатов и псевдоморфоз по пириту, сфалериту и доломиту. Местами гётит-гидрогётитовая масса обезвожена, а лимонит, гётит и гидрогётит переходят в гидрогематит. В аншлифах это отчетливо выражается появлением металлического блеска в породах и бордовом цвете пород в образцах. В кавернах иногда наблюдаются редкие в природе примечательной формы скопления столбчатых кристаллов гётита размером 0.1 мм. Окисная и гидроокисная минерализация железа пользуется большим распространением ввиду интенсивно проявленных процессов гипергенеза (рисунок 4.11).

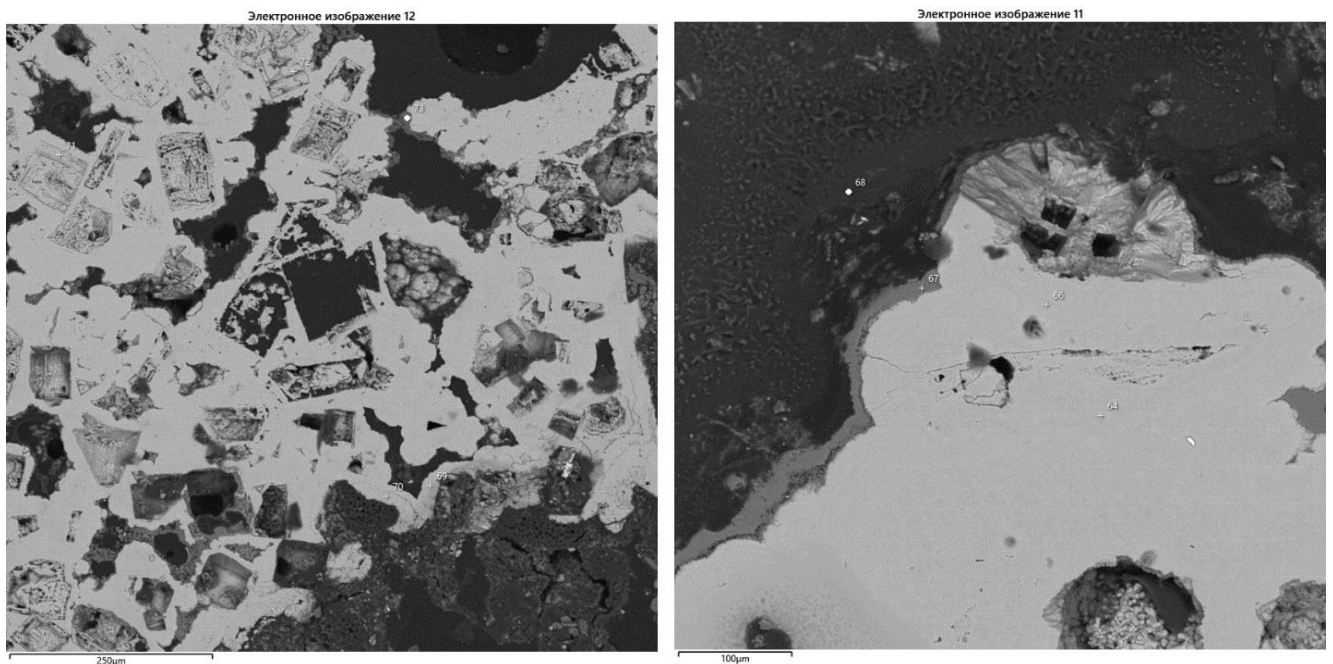


Рис. 4.11 BSE-изображения интенсивно окисленных околорудных пород рудопроявление Тютюнге, обр. 6958/1

В существенно марганцевых рудах наблюдается сонахождение нескольких марганцевых минералов, формирующих либо агрегаты замещения карбонатных пород, либо псевдонатечные агрегаты в кавернах и пустотах. При изучении состава рудных тел и микрозондового анализа состав данных окислов соответствует пиролюзиту, псиломелану и бернесситу. Они распространены в окисленных разновидностях руд и околорудных метасоматитах, в особенности на проявлении Куччугуй-Кетеме. Встречаются преимущественно в пустотах и кавернах, в виде тонкодисперсных черных пучковатых и редко игольчатых скоплений, иногда формируя

достаточно мощные послойные образования. В породе оксиды марганца ксеноморфны по отношению ко всем минералам и формируются за счет разложения марганцевых карбонатов (рисунок 4.12).

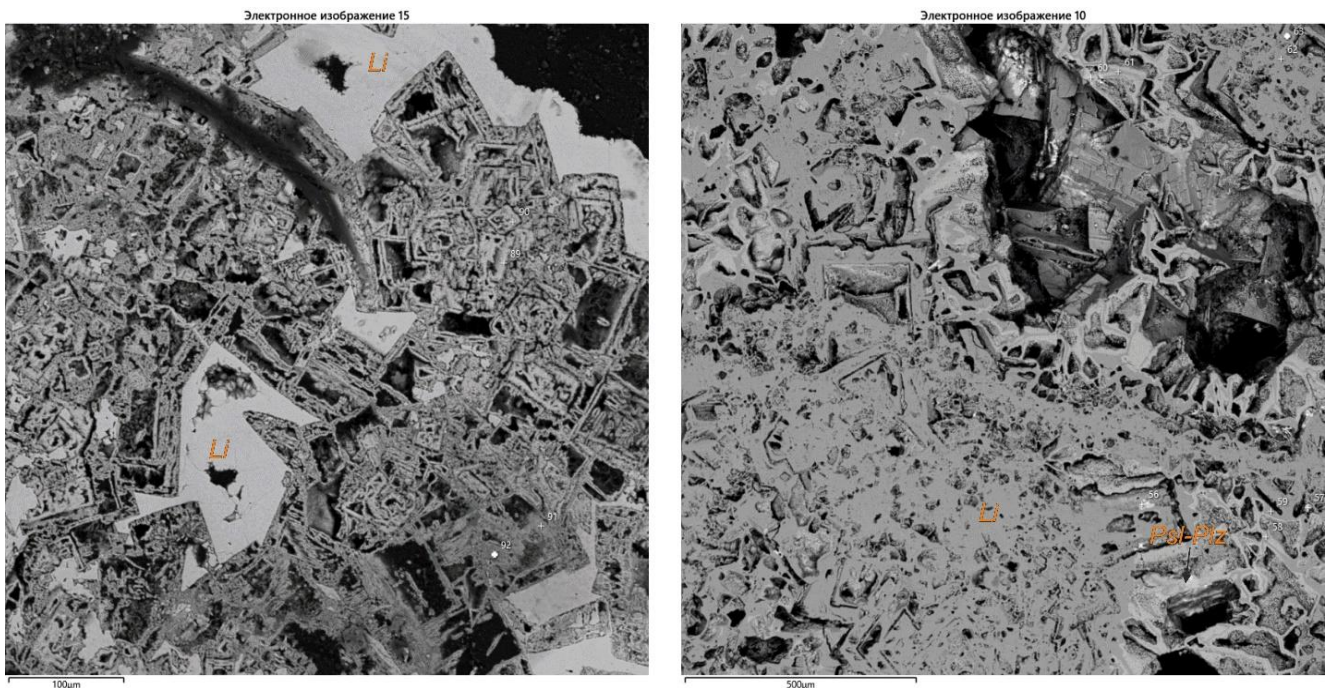


Рис. 4.12 BSE-изображение интенсивно выщелоченных и выветрелых эпигенетических доломитов и сульфидных руд в породах титаринской свиты, рудопроявление Сульфидное

Буквенные обозначения: Li – лимонит; Plz – пиролюзит; Psl – псиломелан.

Видно высокую степень корродированности зерен доломита и выполнение пустот новообразованиями лимонита. Приведенные на фото породы испытали значительное преобразование. Эпигенетический доломит, развившийся по тонкозернистому известняку, впоследствии был полностью замещен пиритом и марказитом, который в свою очередь, заместился лимонитом и гематитом. Первичные минеральные формы местами сохраняются, а в интерситциях формируется новообразованная лимонитовая и гётитовая масса в виде натечных агрегатов.

Химический состав минералов окислов и гидроокислов Fe и Mn варьирует от существенно обедненного примесными элементами, до сложного по составу с повышенными концентрациями Al, Na, Ca, Mn, Ba, Zn, Pb. Результаты микрозондового анализа приведены в таблице 4.6 и таблице 4.7. Среди нерудных минералов в породе преобладают кварц, халцедоновидный кварц, редко кальцит.

Кварц халцедоновидный петрографически не отличается от такового, наблюдаемого в ядерной части ГМ колонки апокарбонатно-кремнистых метасоматитов. В шлифах ксеноморфен по отношению к доломиту различных генераций и, в большинстве случаев, по отношению к пириту, сфалериту и марказиту. Ксеноморфен по отношению к галениту, но иногда наблюдается обратная ситуация. В целом, петрографические наблюдения показывают, что формирование кварцевой минерализации в различном объеме шло непрерывно с сульфидной. Наиболее характерные формы выделения кремнезема в породах – колломорфно- друзовые и сферолитовые аллотриоморфнозернистые агрегаты различной степени раскристаллизованности размерами от 0.1 до 2.0 мм. Кварц яснозернистый является более поздним по отношению к халцедоновидному и сопутствует позднему гидротермальному кальциту.

Таблица 4.6

Результаты микронзондового анализа некоторых минералов окислов и гидроокислов марганца в пределах изучаемой территории

Элементы (Вес. %)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
O	16.45	16.33	15.72	18.2 6	14.75	18.9	18.15	17.81	18.17	17.79	15.72
Na		0.28								0.48	
Mg	1.27	1.26		0.38		0.63	0.47	0.42	0.53		
Al	0.12	0.15	1.57	1.21	1.65	0.39	0.32	0.38	0.26	3.23	1.57
Si	0.18	0.4	0.23	0.57		0.79	0.16	0.42	0.52	0.29	0.23
S				0.15							
P	0.1	0.14									
K	0.4	0.33		0.17				0.17	0.15		
Ca	1.82	1.75	0.24	0.49	0.22	0.65	0.78	0.67	0.45	0.3	0.24
Mn	39.88	33.92	24.67	35.1 1	25.64	37.21	51.67	43.37	38.71	14.83	24.67
Fe	7.41	11.95	19.05	15.5 9	14.77	18.21	2.19	9.61	15.99	30.76	19.05
Ba	5.4	4.87	1.08	7.75	1.18		11.92	8.99	8.06	0.86	1.08
Zn			0.68		0.67	7.9				1.67	0.68
Pb			13.46		15.51					8.46	13.46
REE				1.71							
Сумм.	73.03	71.38	76.9	81.3 9	74.39	84.68	85.66	81.83	82.83	78.67	76.7

Таблица 4.7

Результаты микронзондового анализа некоторых минералов окислов и гидроокислов железа в пределах изучаемой территории

Элементы (Вес. %)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
O	18.56	19	18.48	16.31	18.71	18.28	17.96	19.46	17.2	21.58
Na							5.16			
Mg				0.6						
Al		0.17	0.2	0.28		0.17				1.85
Si	0.93	0.71	0.52	0.71	1.1	0.67	1.06	0.83	0.6	3.07
K										0.26
S							1.18			
Ca				0.15		0.22	1.23	0.4	0.15	
Mn				0.28		0.37			0.3	
P	0.22	0.41	0.14							
Fe	59.63	60.73	61.17	50.21		58.63	44.31	63.03	54.48	57.19
Zn	0.56	0.45		1.33				0.78	3.14	
Pb								1.3		
Сумм.	79.91	81.47	80.51	69.87	60.96	78.35	70.9	85.8		83.59

Приурочен к верхней части коренных выходов как в пределах известных рудопоявлений и пунктов минерализации, так и в распространенных кварц-карбонатных жилах во вторичных доломитах площади. В рудах формирует крустификационные образования в порах и пустотах, мелкозернистый.

Таким образом, свинцово-цинковое оруденение характеризуется простотой минерального состава. Полезные компоненты фиксируются как в сульфидной, так и карбонатной и оксидной минеральных формах. Наиболее распространенными сульфидами являются пирит, галенит, сфалерит и марказит, характеризующиеся незначительным количеством примесных элементов. Минералы окислов и гидроокислов железа и марганца представлены в основном лимонитом, гидрогетитом, гётитом, гематитом и пиролюзитом. Карбонатная минерализация практически не сохраняется в пределах рудных тел ввиду её замещения агрегатами пирита и марказита.

4.2.1.2. Минеральные типы руд

До 90 % руд в пределах проявлений интенсивно окислены. Это затрудняет выделение минеральных парагенезисов и минеральных ассоциаций. Могут быть выделены следующие типы руд: существенно пиритовые и существенно марказитовые руды; массивные «колчеданные» сфалерит-марказит-пиритовые; сфалерит-галенит-марказит-пиритовые руды, существенно галенитовые и существенно сфалеритовые руды и их интенсивно окисленные разновидности, а также специфические пиролюзитовые и псиломелан-пиролюзитовые руды (таблица 4.8).

Таблица 4.8.

Минеральный состав свинцово-цинковых руд и околорудных метасоматитов

<i>Минералы</i>	<i>Рудные</i>	<i>Нерудные</i>	<i>Гипергенные</i>
<i>Главные</i>	Марказит, пирит, сфалерит, галенит,	Доломит, кварц халцедоновидный, Mn-доломит, сидерит	лимонит, пиролюзит, церуссит, монтмориллонит
<i>Второстепенные</i>		Кварц, кальцит, серицит, гидросерицит, Mn-доломит,	Гётит, гидрогётит, каолинит, гидрогематит
<i>Редкие</i>	Халькопирит, арсенопирит	Флюорит, глинистые минералы, цеолиты, пренит, глауконит	Вад, псиломелан, рансьерит, тодоркит, криптомелан

Примечание: Таблица составлена как по результатам собственных наблюдений, так и по материалам предшественников [27, 80; 197; 203; 205].

Существенно пиритовые руды представлены скоплениями мелких кристаллов пирита размерами 0.05-0.1 мм, редко до 0.01 мм, с весьма редким сфалеритом в мозаичной массе зерен кварца, кальцита и доломита (рисунок 4.13). Преобладающая структура аллотриоморфнозернистая. Кристаллы пирита имеют кубическую форму, часты двойники, скелетные формы или структуры замещения доломита в виде псевдоморфоз или коррозионно-

регенерационных образований. Содержание пирита и марказита в рудах составляет от 33 % до 95 %.

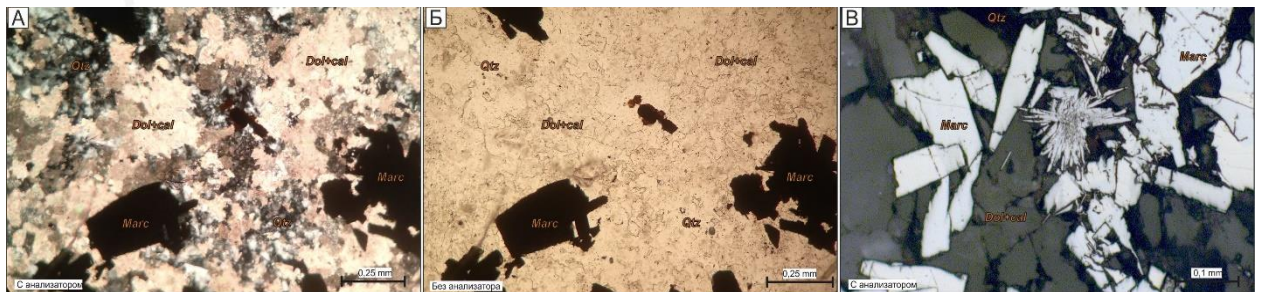
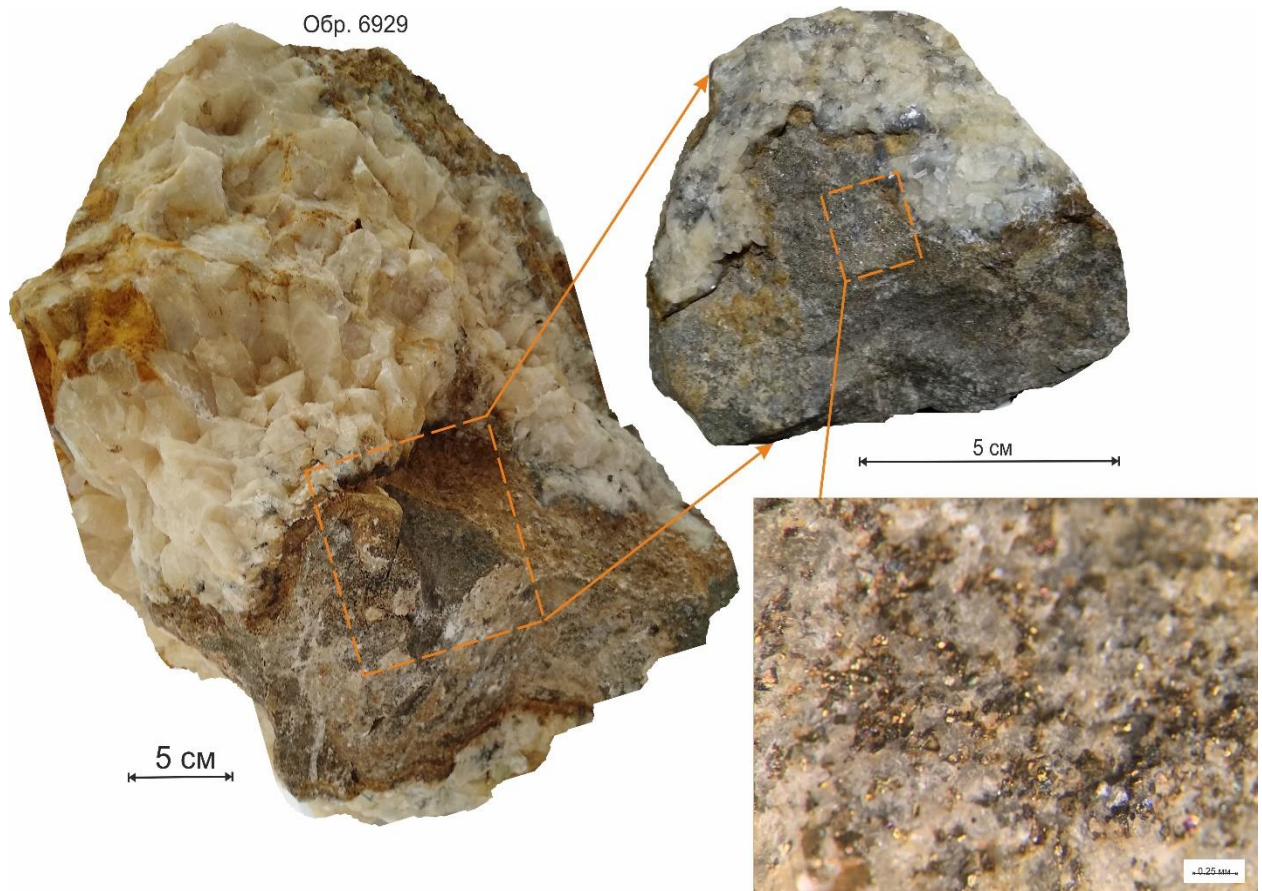


Рис. 4.13 Фотографии образцов, шлифов и аншлифов существенно марказитовых руд (обр. 6929, район пос. Тиит-Ары)

Буквенные обозначения: **Marc** – марказит; **Qtz** – кварц; **Dol** – доломит; **Cal** – кальцит. Обр. 6929: (г/т) Co – 17,2; Ni – 21,2; Cu – 13,8; Zn – 77,2; Ag – 0,13; Pb – 219; V – 22,2; Sr – 88,3; Mo – 1,36; As – 4,43; Au – 0,004; (%) SiO₂ – 5,41; **Fe₂O₃** – **27,8**; MnO – 0,05; P₂O₅ – 0,005; Ba – 0,005.

Данный образец отобран из крупного (более 1 м в поперечнике) обломка жилы неясной морфологии у пос. Тиит-Ары в западной части участка Кетеменский. Сульфидная минерализация характеризуется вкрапленной до массивной текстуры и представлена низкотемпературным марказитом аналогичные породы наблюдались предшественниками в широкой полосе юго-восточного простирания от р. Хайыргас до устья р. Куяда.

Существенно марказитовые руды аналогичны по структуре. Марказит слагает 50-60 % породы и представлен характерными таблитчатыми, копьевидными зернами с частыми двойниками. Размер зерен от 0,1 до 1,3 мм. Сфалерит представлен неправильной формы зернами, образующими микроскопические включения в кристаллах пирита или реликтового доломита. Основными нерудными минералами выступают халцедоновидный кварц и доломит. Редко

наблюдаются сферолиты кварц-халцедонового состава размерами 0.1-0.4 мм. Данные структуры являются реликтовыми, так как аналогичные сферолиты халцедоновидного кварца характерны для тонко- и мелкозернистых известняков кетеменской свиты, к которым руды тяготеют. Редко фиксируются микроскопические (не более 0.05 мм) единичные зерна галенита неправильной формы, развивающегося по пириту или сфалериту.

«Колчеданные» сфалерит-марказит-пиритовые и сфалерит-галенит-марказит-пиритовые руды являются наиболее распространенным на рудопроявлениях типами первичных руд. В отличие от существенно пиритовых и существенно марказитовых руд, данные породы на 80-90 % (местами и до 95 %) сложены агрегатами пирита различных генераций, марказитом с ксеноморфными включениями галенита и сфалерита (рисунок 4.14). Руды, несмотря на массивный облик, в значительной степени кавернозны (10-15 %). Основная нерудная масса представлена в рудах кварцем, реже карбонатом или вторичным лимонитом. Пирит основной массы как правило массивный, мелко-среднезернистый, формирует конформные псевдоморфозы по кристаллам вторичного доломита с регенерационными каймами, иногда до пучковидных овальных агрегатов с реликтовыми гранями зерен доломита, также наблюдаются и кубические зерна пирита. Марказит более поздний приурочен к кавернам и формирует более крупнозернистые, часто шестоватые, призматические зерна в пределах каверн и пустот. Размеры кристаллов варьируют от 0.1 до 1.0 мм, местами до 4.0 мм. Сфалерит и галенит характеризуются меньшим распространением и представлены ксеноморфными агрегатами в межзерновом пространстве пирита и марказита, а частота их встречаемости увеличивается к центральным частям каверн и пустот. Данные минералы преимущественно сопутствуют халцедоновидному кварцу. В целом для руд характерны структуры замещения с последовательным формированием пирита, марказита, сфалерита и галенита при массивных, коломорфно-друзовых и реликтовых текстурах и мелко-среднезернистых гипидиоморфнозернистых структурах. Из нерудных минералов основной объём занимает мелкозернистый халцедоновидный кварц, идиоморфный по отношению к пириту и марказиту. Иногда замещает в рудах сфалерит. Приурочен в основном к кавернам и пустотам.

Пирит-сфалерит-галенитовые и существенно сфалеритовые руды ассоциированы с кварц-карбонатными метасоматитами или зонами развития «колчеданных» пирит-марказитовых руд и, вероятно, не формируют самостоятельных рудных тел. Основным рудным минералом является пирит и сфалерит, второстепенным галенит. Неизмененные разновидности на 5-10 % (местами до 20-30 %) сложены сфалеритом, на 2-7 % галенитом с частыми новообразованиями лимонита и церуссита (рисунок 4.15). Структуры руд преимущественно аллотриоморфнозернистые, крустификационные, массивные.

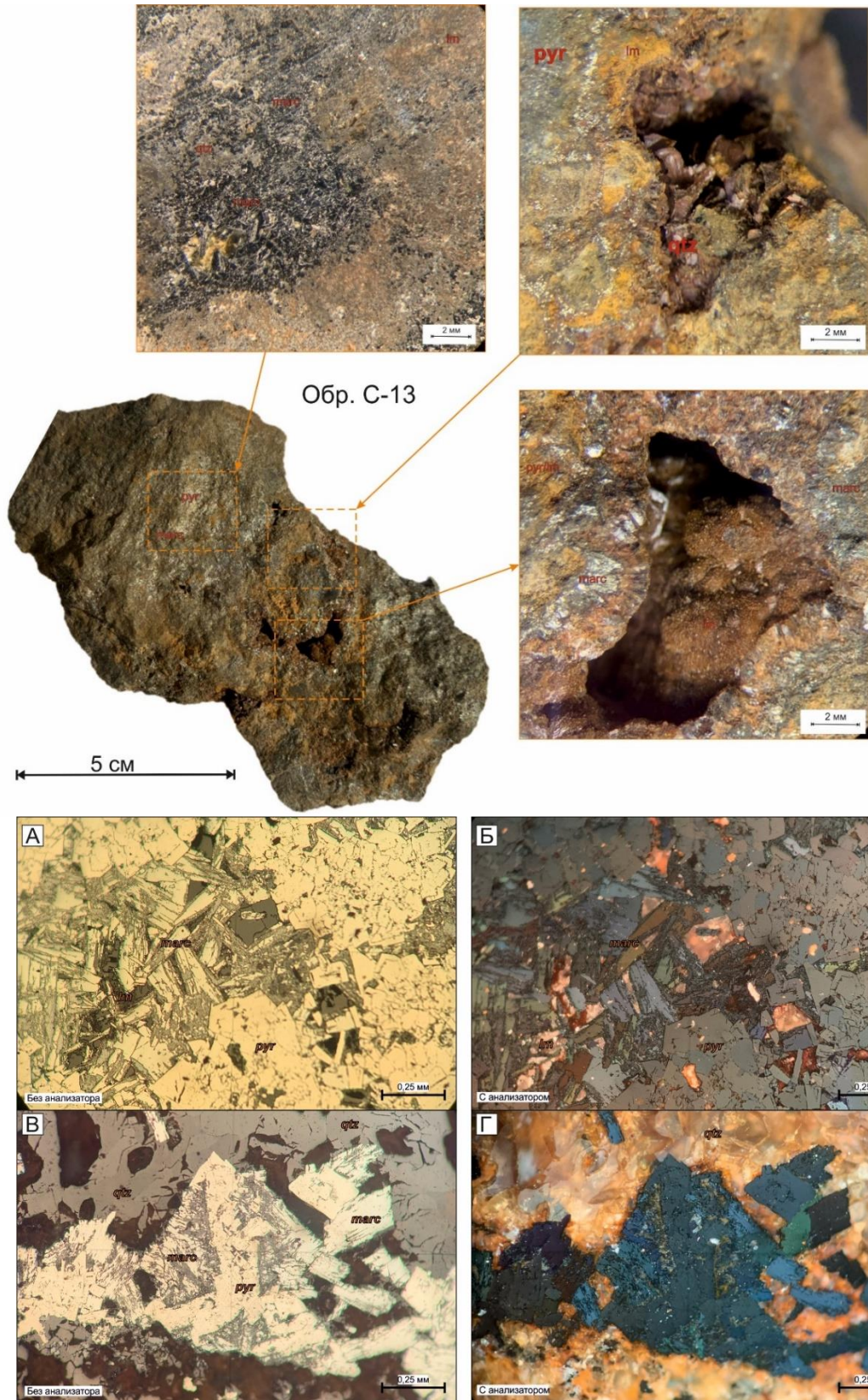


Рис. 4.14 Образец С-13, «колчеданная» пирит-марказитовая с галенитом и сфалеритом руда, восточная часть проявления Сульфидное

Буквенные обозначения: qtz – кварц; marc – марказит; pyr – пирит.

Отчётливо видно, как пирит формирует псевдоморфозы по зернам доломита, обрастая регенерационной каймой вплоть до формирования плотных мозаичных агрегатов. Кубические формы пирита распространены меньше чем псевдоморфозы. В это время идиоморфный по отношению к пириту марказит выполняет интерстиции, каверны, реже замещает пирит. Эти минералы хорошо различаются по оттенку и форме выделения, как в шлифах, под отраженным светом, так и в образце. Кварцевая минерализация является наиболее поздней и как правило сопутствует галениту и сфалериту.

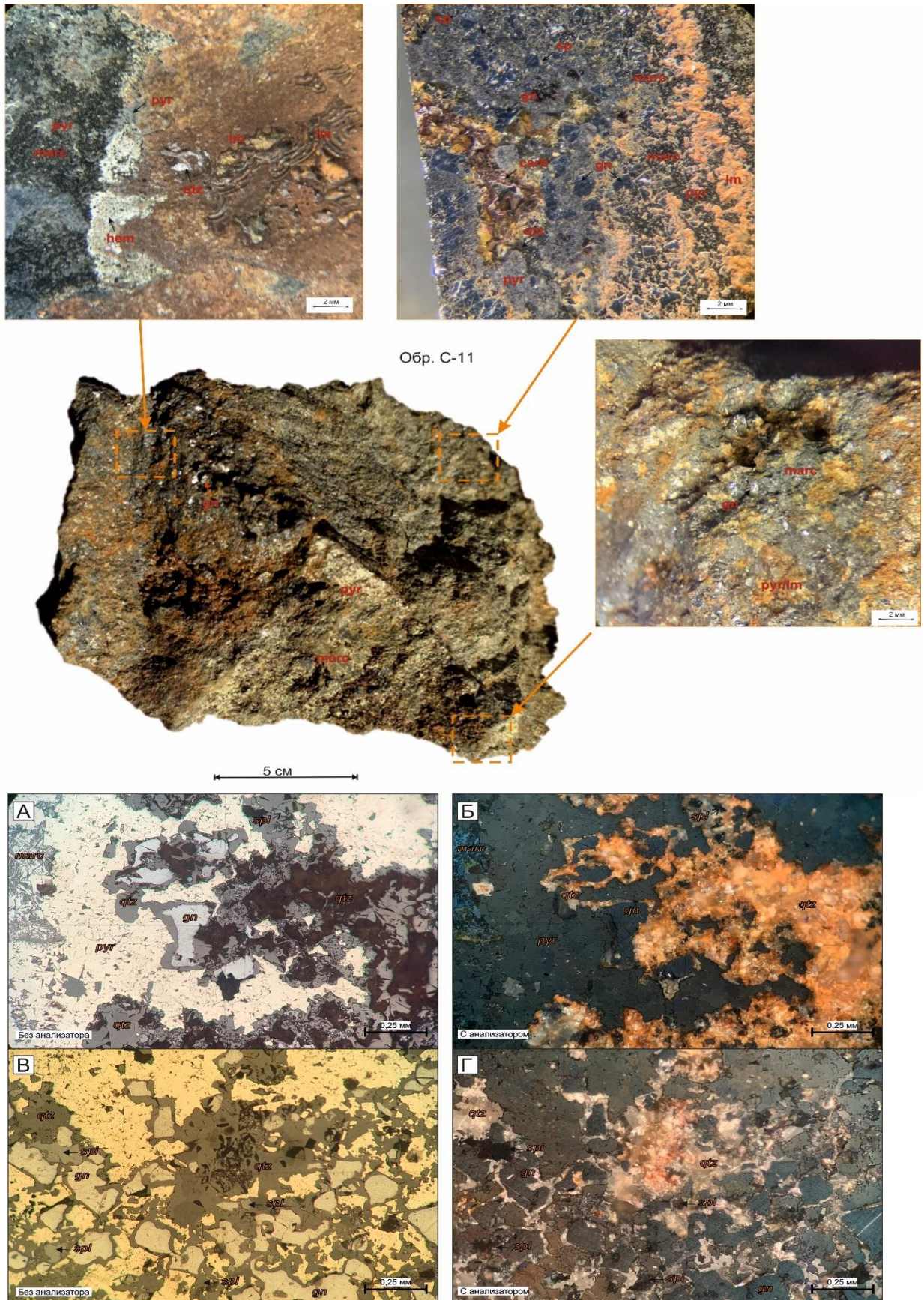


Рис. 4.15 Образец С-11 и микрофотографии шлифов пирит-галенитовой с сфалеритом «колчеданной» руды
Буквенные обозначения: qtz – кварц; marc – марказит; pyr – пирит; gn – галенит; spl – сфалерит.

В образце видны характерные отличия пирита и марказита, как в форме агрегатов, так и оттенке в шлифе. Сфалерит меньше распространен в руде, чем галенит и формируется в после марказита и пирита. Галенит, являющийся наиболее поздним сульфидным минералом, формируется после кварца, с которым местами замещает сфалерит, что видно на микрофотографиях аншлифов В и Г.

Сфалерит формирует неправильной формы зерна и часто раздробленные на блоки 0.2-0.3 мм таблитчатые и крупнозернистые агрегаты с полисинтетическими двойниками роста. Они цементируются более молодым халцедоновидным кварцем, присутствующем в виде глобулярных, сферолитоподобных полых агрегатов. Мелкие трещины в кварце заполняются галенитом. Галенит характеризуется неправильным обликом и образует редкие ксеноморфные скопления зерен, размерами от 0.01 до 0.5, реже до 1 мм, преимущественно замещая сфалерит или ассоциируется с халцедоновидным кварцем, нередко замещая его. Пирит в незначительных количествах присутствует в кварце в виде мелких единичных зерен неправильного облика или скоплений размерами менее 0.2 мм, редко имеет кубическую форму с реликтами зональности, зачастую замещаясь марказитом и лимонит-гётитовой массой. Из нерудных минералов характерны корродированные зерна мелко-среднезернистого доломита, слагающие основную массу породы, средне-крупнозернистый доломит и халцедоновидный кварц. Церуссит формирует агрегаты неправильной формы по граням кристаллов галенита или полностью его замещает в интенсивно окисленных разновидностях. Существенно сфалеритовые руды описывались предшественниками в качестве интенсивно окисленных, вероятно, значительный состав руд также был пиритовым, но впоследствии замещен лимонитом. По простиранию переходят в «колчеданные» сфалерит-марказит-пиритовые с галенитом.

Существенно галенитовые руды характеризуются преобладанием крупнозернистого галенита, прожилково-вкрапленной до массивной или реже брекчиевой текстурой. Приурочены к верхним рудным телам на проявлении Сульфидное в виде субвертикальных зон в центральной части рудных тел или зон в «колчеданных» рудах, в ассоциации с кварц-карбонатными метасоматитами. Нерудные минералы представлены в них кварцем, халцедоновидным кварцем, в меньшей степени карбонатными минералами, а также пиритом.

Из вторичных минералов характерны церуссит, лимонит, гематит, гётит. Галенит представлен крупнозернистыми корродированными зернами неправильной формы размерами 3-4 мм до 4 см или скоплениями мелкозернистых агрегатов неправильной формы, размерами от 0.05 до 2.0 мм, приуроченных к трещинам и кавернам. Он занимает от 20 до 60 % породы. Грани кристаллов корродированные, по периферии зерен развит церуссит (рисунок 4.16). Сфалерит в таких рудах наблюдается крайне редко в виде интенсивно корродированных зерен размерами 0.05-0.3 мм. В промежутках между кристаллами галенита наблюдаются корродированные среднезернистые кристаллы пирита и мелкие сферолитоподобные агрегаты халцедоновидного кварца. Для руд также характерны реликтовые кристаллы гипидиоморфного доломита, полностью замещенные гидроокислами железа. В.С. Хан [205] и В.А. Камалетдинов [197] описывают существенно галенитовые руды в верхней части рудопроявления Сульфидное в пределах западного распадка именно в ассоциации с кварц-карбонатными метасоматитами.

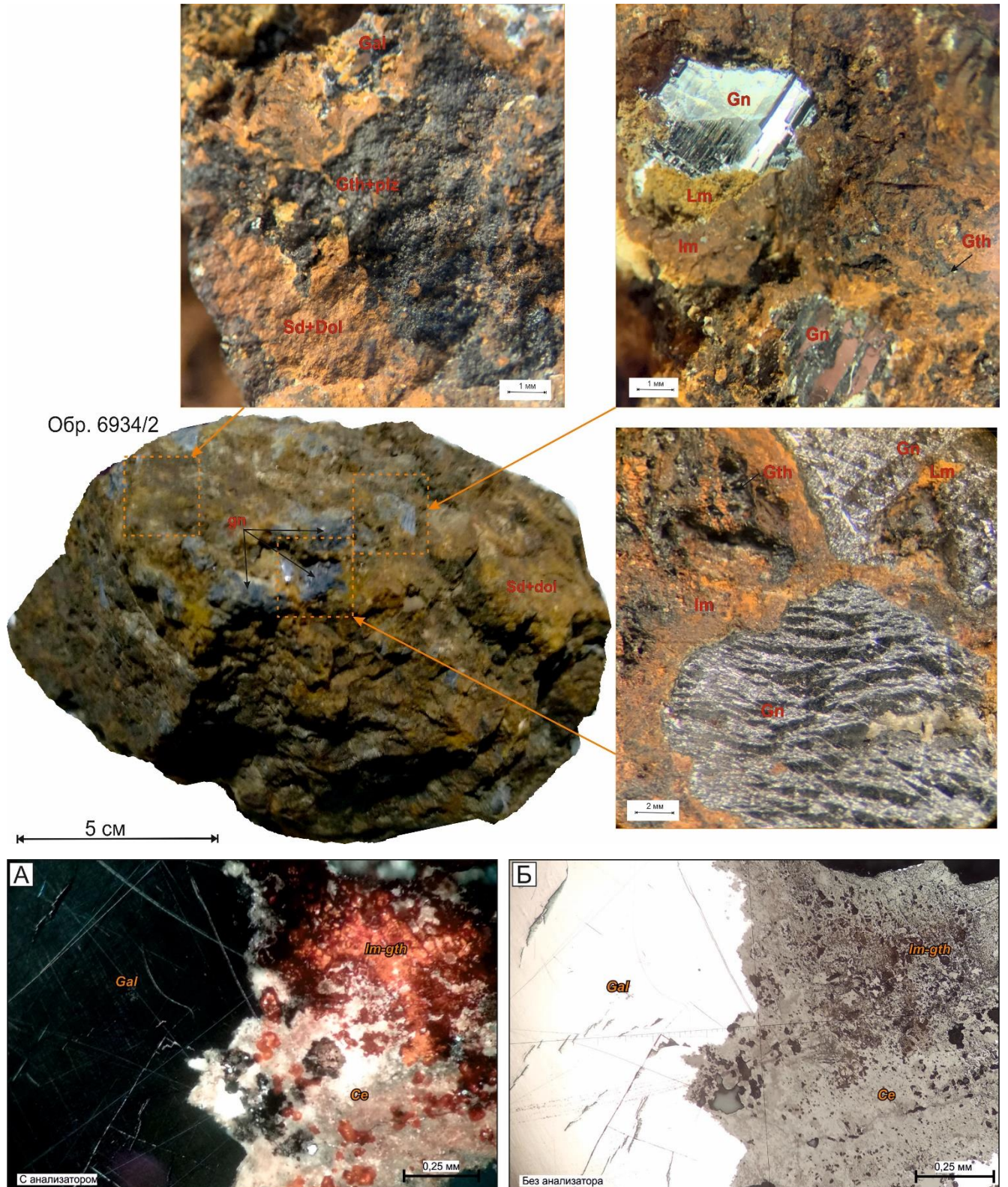


Рис. 4.16 Фотографии образцов руд и микрофотографии шлифов интенсивно окисленных рудных образований в карбонатных породах Синско-Ботомской СФЗ (обр. 6934-2 рудопроявление Сульфидное, интенсивно окисленные существенно галенитовые руды)

Видно, что галенит формирует крупные идиоморфные по отношению к общей массе зерна, размерами 1-2 см до 4 см, сохраняющиеся в зоне окисления за счёт церусситовой «рубашки». Вмещающие лимонит-гётитовые новообразования сформировались преимущественно за счёт пирита и марказита при сохранении их контуров.

Буквенные обозначения: gn – галенит, Sd – сидерит, lm – лимонит, ce – церуссит; pyr – пирит; qtz – кварц; gth – гётит. Обр. 6934/2: (г/т): Co – 19,2; Ni – 27,3; Cu – 32,0; Ag – 13,8; Cd – 15,2; In – 0,15; Sr – 83,5; As – 0,62; (%): Zn – 2,86; Pb – 13,19(!) SiO₂ – <0,05; Fe₂O₃ – 77,4; MnO – 3,8; P₂O₅ – 0,23; Ba – 0,024.

Окисленные сульфидные руды имеют наиболее широкое распространение в пределах территории (рисунок 4.17-4.19). Данные образования выделены в единую минеральную ассоциацию, так как процессы окисления наблюдаются на большинстве известных проявлений и практически полностью затушевывают исходные текстуры и структуры. Данные руды значительно кавернозны. Они представлены сплошной бурой массой аморфного лимонита с натёчными формами гётита, гидрогётита, с пиролюзитом, развитыми по карбонатным породам и первичным рудам (рисунок 4.18). Судя по наблюдаемым морфологическим особенностям минералов зоны окисления, первичный состав большинства руд был существенно пирит-марказитовым.

Наблюдается весьма интересная закономерность в распределении в породах лимонита и гётита. Так, первый, помимо собственных коломорфных и натечных образований, замещает в основном кристаллы пирита, в то время как более темный в шлифах гётит и гидрогётит замещают преимущественно агрегаты марказита. Это отчетливо видно в образцах с резкими зонами перехода от неокисленных к окисленным рудам нижнего рудного тела проявления Сульфидное. Такие особенности распределения гидроокислов железа наблюдаются и в пределах рудных тел верхней части проявления, при сохранении первичных структур и текстур пород, что также подтверждает первично-сульфидный состав основной массы окисленных руд. Как уже отмечалось выше, часть окисленных руд сложена не гётит-лимонитовой, а частично обезвоженной гематитовой массой (рисунок 4.17). Такие породы характеризуются темно-красным, бурым цветом и распространены в нижней части зоны окисления близ уреза воды р. Лена.

Минералы, образованные за счёт окисления сфалерита и галенита (церуссит, смитсонит), пигментированы гидроокислами железа и марганца и трудны для диагностирования. Церуссит формирует тонкие массы коррозионного облика по граням зерен галенита, а также полнокристаллические агрегаты и щётки бурого, насыщенно-коричневого цвета преимущественно таблитчатого облика размерами 0.05-0.2 мм. Также церуссит развит по трещинам и кавернам, часто выполняя внутренние полости в сферолитах халцедоновидного кварца. Редко в пределах каверн наблюдаются причудливые сростки и пучки игольчатых кристаллов церуссита размерами до 0.1 мм. Смитсонит в ходе петрографических и микронзондовых исследований окисленных руд не обнаружен. По данным В.Л. Масайтиса [81], фиксируется в виде тонкокристаллических натёчных, часто сферолитоподобных агрегатов размерами 0.05-0.1 мм и приурочен к кавернам. В породах наблюдаются корродированные агрегаты доломита, халцедоновидного кварца и не полностью замещенные кристаллы галенита, пирита или халькопирита.

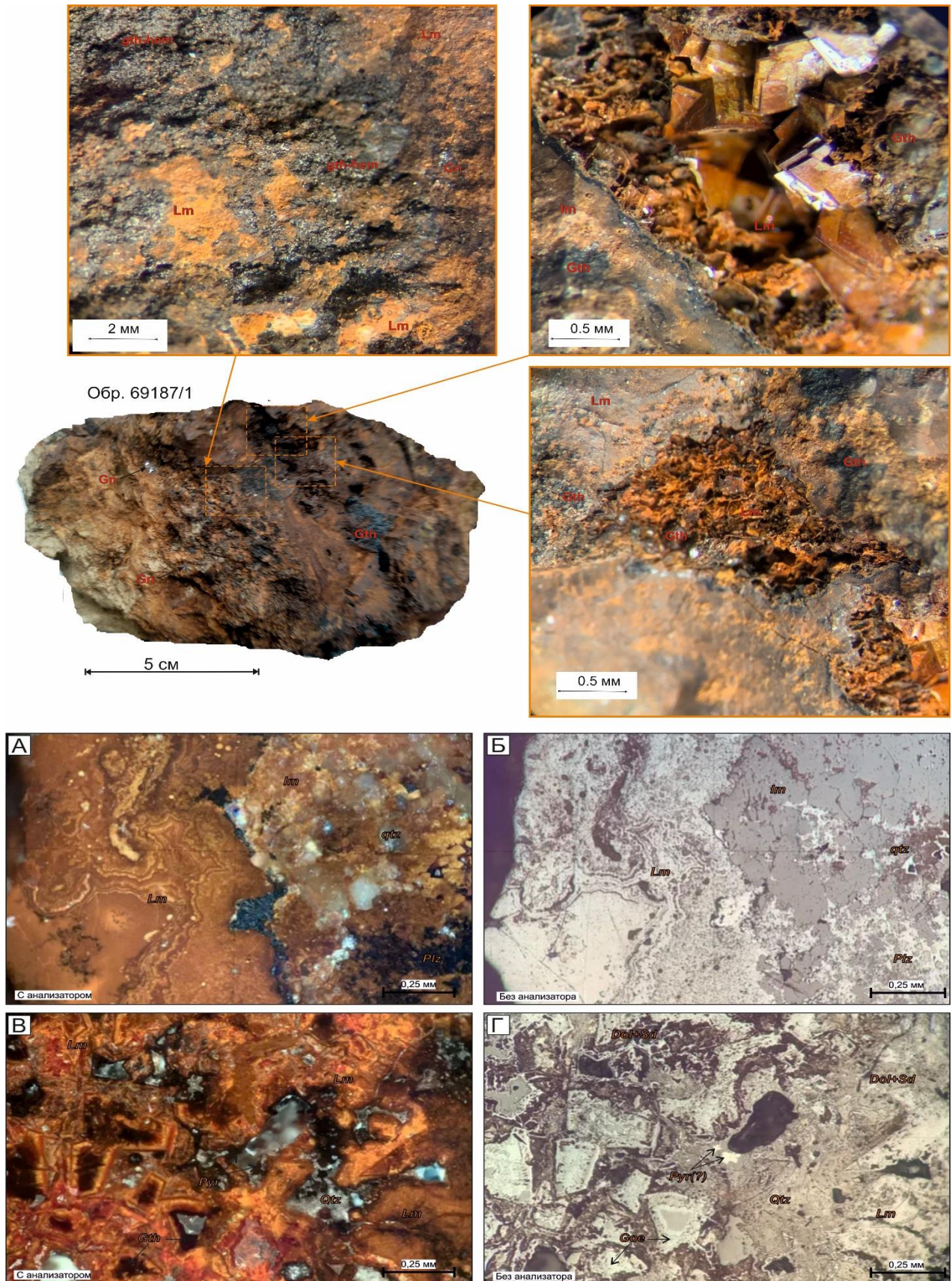


Рис. 4.17 Фотографии образцов руд и микрофотографии шлифов интенсивно окисленных рудных образований в карбонатных породах титаринской свиты (обр. 69187-1 рудопроявление Сульфидное, интенсивно окисленные прожилково-гнездовидные сфалерит-галенит-марказит-пиритовые руды)
Буквенные обозначения: gn – галенит, dol – Dolомит, sd – сидерит, lm – лимонит, ce – церуссит; pyr – пирит; qtz – кварц; gth – гётит.

Хим. состав (в г/т): Co – 17,9; Ni – 20,40; Cu – 13,6; Ag – 1,75; Cd – 6,18; In – 0,05; Sr – 609; As – 2,21; (в %): Zn – 2,75; Pb – 3,18 SiO₂ – 0,05; Fe₂O₃ – 80,4; MnO – 0,23; P₂O₅ – 0,05; Ba – 0.03.

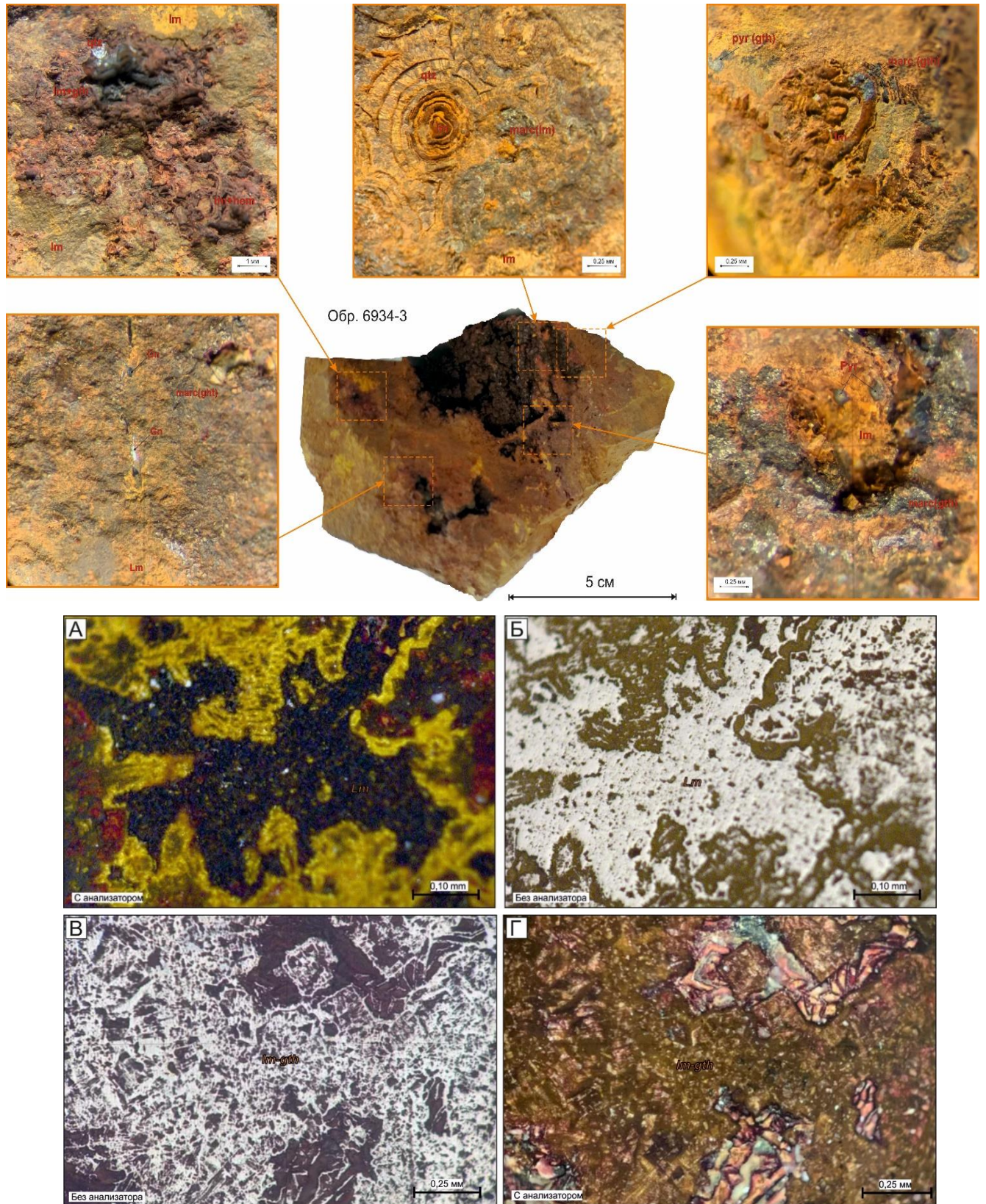


Рис. 4.18 Фотографии образцов руд и микрофотографии шлифов интенсивно окисленных гнездовидных руд в карбонатных породах титаринской свиты (обр. 6934-3: рудопроявление Сульфидное)

Буквенные обозначения: gn – галенит, dol – доломит, lm – лимонит, ce – церуссит; pyr – пирит.

Хим. состав (в г/т): Co – 3,98; Ni – 11,4; Cu – 2,3; Ag – 0,28; Cd – 6,55; In – 0,05; Sr – 19; Au – 0,01; (в %): Zn – 1,14%; Pb – 0,53% SiO₂ – 1,11; Fe₂O₃ – 84,02; MnO – 1,11; P₂O₅ – 0,05; Ba – 0,04.

Прожилково-гнездовидные и гнездовидные руды приурочены к краевым частям рудных тел и в большинстве случаев встречались в интенсивно окисленном и разложившемся виде. Основная масса руд на текущий день сложена гетитом и лимонитом с умеренной сохранностью первичных сульфидных руд. Редко в них фиксируется не полностью разложившийся пирит, а также галенит.

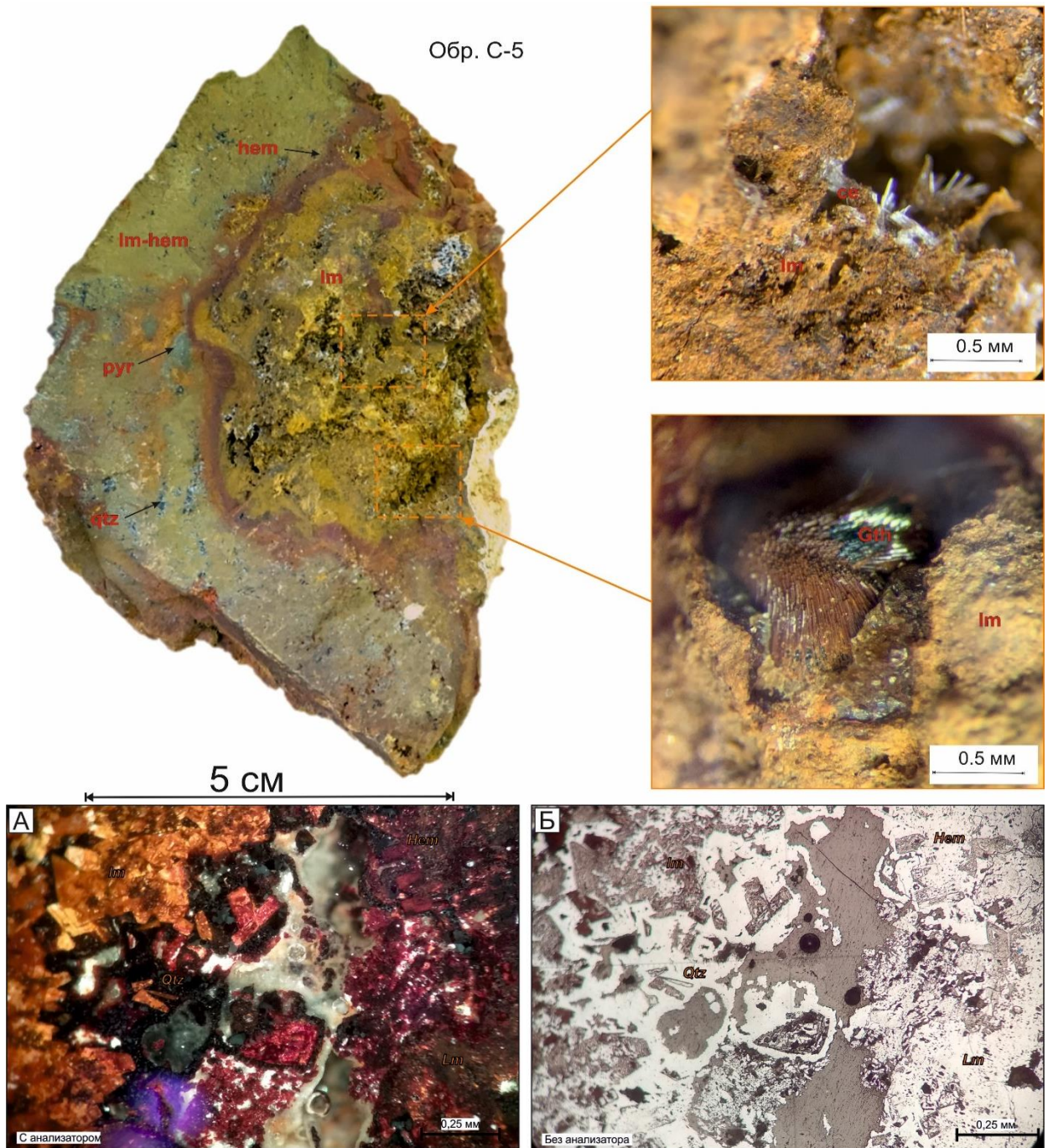


Рис 4.19 Окислённая гнездовидная руда, полностью замещенная лимонит-гидрогётитовой с гидрогематитом массой (образец С-5)

Буквенные обозначения: gn – галенит, dol – доломит, lm – лимонит, ce – церуссит; pyr – пирит, qtz – кварц. Кристаллы сфалерита и галенита полностью разложены. В внутренних полых частях каверн наблюдаются причудливые столбчатые формы выделений и кристаллов гематита, а также игольчатые кристаллы церуссита.
Хим. состав (в г/т): Co – 14,9; Ni – 15; Cu – 5,2; Ag – 0,09; **Cd – 3.04**; In – 0,025; Sr – 104,0; As – 1,78 Au – 0,0005; **(в %): Zn – 3,24; Pb – 1,16; SiO₂ – 0,95; Fe₂O₃ – 77,6; MnO – 0,54; P₂O₅ – 0,05; Ba – 0,035.**

Существенно пиролюзитовые руды являются производными наложенных на первичные кварц-карбонатные метасоматиты (Рисунок 4.20) гипергенных процессов, и сложены массивными землистыми порошковыми массами в виде пиролюзита, псиломелана, бернессита, лимонита, гётита, гидрогётита, гидрогематита. Предшественниками в данных типах руд отмечены также вернадит, псиломелан, рансерит, тодоркит, криптомелан в виде тонкозернистых полиминеральных агрегатов.

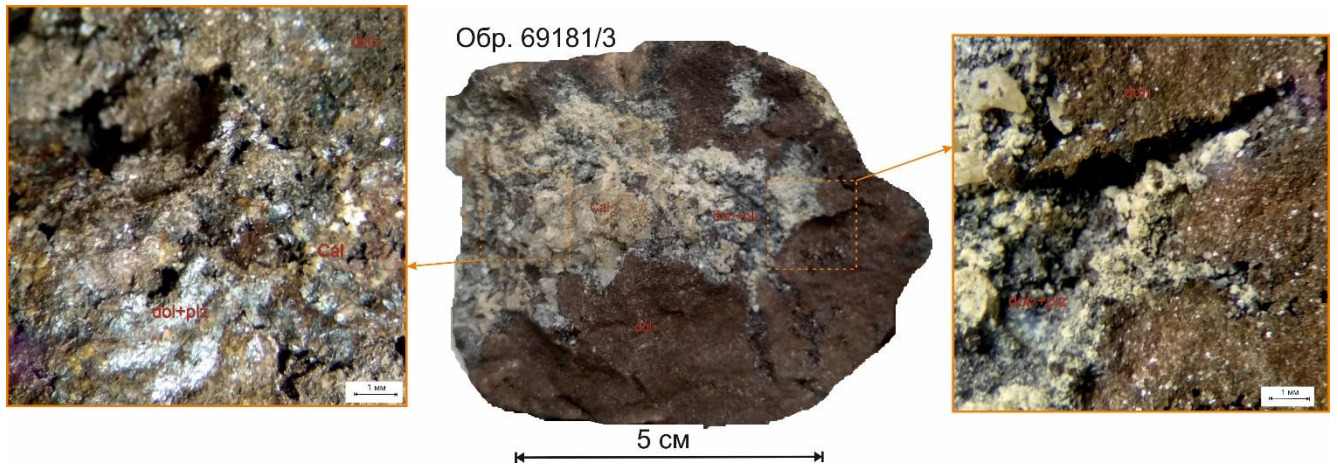


Рис. 4.20 Фотографии образца слабо окисленного кварц-карбонатного метасоматита с периферической части участка Кетеменский (район пос. Тиит-Ары)

Видно, что в трещине среди вторичного доломита, выполненной обогащенным Mn и Fe карбонатными минералами, формируются окисленные минералы пиролюзит-псиломеланового состава с лимонитом.

Таким образом, наиболее распространенными рудными образованиями территории являются пирит-марказитовые «колчеданные» руды с различной степенью обогащения сфалеритом и галенитом, а также существенно галенитовые, как правило, интенсивно окисленные образования. Структуры руд преимущественно яснозернистые, сульфидные минералы характеризуются выдержанным составом с незначительным количеством примесных элементов. Окисленная минерализация развита на 90 % рудных образований территории и представлена лимонитом, гётитом, гидрогётитом, а также гидрогематитом с примесью пиролюзита, псиломелана и бернессита. Она характеризуется сложным непостоянным составом и наследует текстурно-морфологические особенности первичных руд.

4.2.1.3 Текстурно-морфологические особенности рудных образований

Наиболее распространенными структурами первичных руд являются аллотриоморфно- и гипидиоморфнозернистая, массивная, крустификационная. По текстурным особенностям выделяются вкрапленные, прожилково-вкрапленные, пятнистые, гнездовидные, массивные и брекчиевые текстуры. Такие особенности руд обусловлены закономерной последовательностью минералообразования в породах при широком развитии псевдоморфоз, регенерации и крустификации пустотного пространства.

Для существенно пиритовых и марказитовых руд характерны вкрапленные и прожилково-вкрапленные структуры с равномерным размещением кристаллов пирита по породе. Они наблюдаются преимущественно в виде развалов кварц-сульфидных жил и площадных зон сульфидизации близ пос. Тиит-Ары, в верховьях р. Хатынг, на левобережье р. Лена, а также в устье ручья Пиритовый близ устья р. Куюда. Морфология данных зон линзовидная, субпластовая, при ширине от 500 м до 1 км, зоны имеют уплощенную, овальную форму и ориентированы в северо-западном направлении.

«Колчеданные» пирит-марказит-галенитовые со сфалеритом и пирит-марказит-сфалерит-галенитовые руды выявлены на всех рудопроявлениях территории, и представлены кулисообразными субпластовыми телами шириной от 25 до 75-100 м, при мощности от 0.25 до 2 м с участками раздувов и пережимов. В коренном борту они выходят своей уплощенной частью и уходят вглубь склона. На это указывает закономерное положение рудопроявлений Куччугуй-Кетеме и Сульфидное. В краевых частях распространены прожилково-гнездовидные и гнездовидные руды, сменяющиеся к центральным частям рудных тел массивными «колчеданными» рудами.

Сфалерит-пирит-марказитовые с галенитом, а также существенно сфалеритовые руды по морфологии не отличаются от «колчеданных», вероятно формируя отдельные участки обогащения сфалеритом в рудных телах. Существенно галенитовые руды характеризуются гнездовидными, вкрапленными, прожилково-вкрапленными до брекчиевых и брекчиевидных текстурами. Они приурочены к центральным частям рудных тел, а также фиксируются гипсометрически выше основных рудных тел «колчеданных руд». Вероятно, данные образования, как наиболее поздние, формируются в зонах разрывных нарушений, выполнявших роль рудоподводящего канала.

Окисленные руды в основном наследуют морфологические особенности рудных тел неизмененных руд, однако в связи с избирательным процессом замещения (пирит замещен лимонитом, а марказит гётитом и гидрогётитом) в них нередко наблюдается пятнистая текстура, обусловленная, в том числе, неполным замещением сульфидной массы.

Таким образом, текстурно-морфологические особенности рудных образований указывают на развитие существенно вкрапленных руд в основании рудного разреза к массивным субпластовыми и лентовидным в средней части разреза к столбообразным и брекчиевидным к верхней и центральной его частям. Рудные тела характеризуются северо-западным простиранием и в коренном борту наблюдаются своей уплощенной частью. Внешние зоны рудных тел представлены гнездовидными и прожилково-гнездовидными рудами и сменяются к центральной части массивными «колчеданными» до брекчиевидных в ядерных частях рудных тел.

4.2.1.4 Минеральные парагенезисы и стадии минералообразования

Исходя из вышеперечисленного, для рудной и жильной минерализации в карбонатных толщах кетеманской и титаринской свит могут быть выделены следующие минеральные парагенезисы (таблица 4.9):

- Доломит-гипсовый (Dol+G);
- Доломит-Fe-Mn-доломитовый с сидеритом и халцедоном (Dol+Sd±qtz);

- Пирит-марказит-сфалерит-галенитовый с халцедоном (Pyr+Marc+Spl+Gn±Qtz);
- Галенит-халцедон-кварцевый (Gn+Qtz);
- Халцедон-кальцитовый (Qtz+Cal+Dol);
- Лимонит-гётит-гидрогётит-пирролюзит-церусситовый с халцедоном (Lm+Gth+Plz+Ce+Sm);
- Лимонит-монтмориллонит-каолинитовый (Lm+Mm+Kl).

Таблица 4.9

Состав и последовательность минералообразования в свинцово-цинковых рудах в среднем течении р. Лена

Этапы	Гидротермально-метасоматический					Гипергенный
	Рудоподготовительная	Предрудная	Ранняя продуктивная	Поздняя продуктивная	Пострудная	Гипергенеза
Минеральные парагенезисы	Dol+G	Dol-Sd±Qtz	Pyr+Marc+Spl+Gn±Qtz	Gn+Qtz	Qtz+Cal+Dol	Lm-Sm; Lm-Kl
Доломит	————	—		—	—	
Гипс, ангидрит	—	—				————
Кальцит	—	—			————	
Кварц		————	—	————	————	
Fe-Доломит		————				
Mn-кальцит		————				
Сидерит		————				
Пирит			—			
Марказит			—			
Сфалерит			—			
Галенит				————		
Серебро				————		
Лимонит						————
Гётит						————
Гидрогётит						————
Пирролюзит						————
Псиломелан						————
Бернессит						————
Гидрогематит						————
Церуссит						————
Смитсонит						————
Mm-нн						————
Каолин						————
Смектиты						————

Примечание: Mm-нн – минералы группы монтмориллонита-нонтронита, Dol – доломит, G – гипс и ангидрит, Sd – сидерит, Qtz – кварц, Pyr – пирит, Marc – марказит; Spl – сфалерит, Gn – галенит, Lm – лимонит, Gth – гётит, гидрогётит, Plz – пирролюзит, Ce – церуссит, Sm – смитсонит, Mm – монтмориллонит, Kl – каолин.

Минеральные парагенезисы и генерации седиментогенного этапа подробно не рассматриваются. Рудоподготовительная стадия ГМ этапа характеризуется Dol+G парагенезисом. В эту стадию происходит формирование площадных ореолов доломитизации по исходным пелитоморфным и тонко-мелкозернистым известнякам кетеменской и титаринской свит кембрия под действием мигрирующих катагенетических вод. Не выраженная в виде

минеральных ассоциаций стадия кислотного выщелачивания пород с формированием каверн и пустот предшествует прерудной и продуктивной стадиям.

Прерудной стадии ГМ этапа соответствует Dol+Sd+Qtz парагенезис, включающий минералы группы доломита, в том числе обогащенные Mn и Fe, с сидеритом в виде кристификационных образований в кавернах и пустотах с незначительными проявлениями минерализации кварца. Ранней продуктивной стадии ГМ этапа соответствует Pyr+Marc+Spl+Gn±Qtz парагенезис. В эту стадию сформировался основной объем сульфидного оруденения с пиритом, марказитом и сфалеритом. Судя по минералого-петрографическим особенностям, сульфидная минерализация сопровождалась формированием халцедоновидного кварца и интенсивным замещением минералов прерудной стадии пиритом и в меньшей степени марказитом. Наиболее ранним сульфидным минералом является пирит, формирующий псевдоморфозы по карбонатным минералам с сопутствующими регенерационными каймами, вплоть до формирования пучковидных агрегатов. Следующим образовывался мелко-среднезернистый марказит, формирующийся в пустотах и кавернах в виде шестоватых и призматических кристаллов и агрегатов, частично замещая ранний пирит. Далее происходит кристаллизация сфалерита, формирующего идиоморфные по отношению к пириту и марказиту зерна в пустотном пространстве в их интерситциях. Объемы кристаллизации галенита на данной стадии незначительны и в основном предшествуют более раннему кварцу.

Поздней продуктивной стадии ГМ этапа соответствует Gn+Qtz парагенезис. В эту стадию образуются наиболее поздний галенит рудопроявления Сульфидное, что выражается в замещении галенитом большинства более ранних минералов и его идиоморфизма по отношению к ним, а также заполнением межзернового пространства в кавернах. К данной стадии также относится поздняя минерализация халцедона, ввиду его локального идиоморфизма, относительно галенита и других минералов более ранних стадии. При этом фиксируется халцедон и халцедоновидный кварц как более ранний по отношению к галениту, так и более поздний.

Поздней стадии ГМ этапа соответствует формирование Qtz+Cal+dol парагенезиса. Он отвечает времени формирования кальцитовых, кварц-кальцитовых и кварц-кальцит-доломитовых жил в кровельной части рудоносного разреза и выполнения кальцитом порового, трещинного и пустотного пространства.

Пострудный этап отвечает проявлению процессов гипергенеза. Учитывая широкое развитие гидрогенно-инфильтрационных и гипергенных образований с их неоднократным проявлением в ходе истории геологического развития региона, выделение в пределах этапа различных стадий затруднительно. Этапу гипергенеза соответствуют Lm+Gth+Plz+Ce+Sm парагенезис, проявленный по первично-сульфидным ГМ минералам, и Lm+Kl+Mm парагенезис,

развитый по вмещающим карбонатным и глинистым минералам. Процессы данного этапа приводят к формированию каолиновых и гидрослюдистых кор выветривания, окислению доломита и рудных минералов, в том числе карбонатных минералов железа и марганца, за счет чего формируется убогая пиролюзит-псиломелан-бернесситовая минерализация Mn в зальбандовых частях полиметаллических руд. Данные процессы протекали с различной степенью интенсивности в доюрское, юрское и кайнозойское время и, по мнению ряда исследователей, продолжают до сих пор [27; 110; 196]. С поздними рудными парагенезисами ассоциируются самородные Ag, Au. На относительно молодой возраст гипергенеза косвенно может указывать приуроченность первичных сульфидных руд к зоне уреза р. Лена, где на участке периодического затопления берега обломки руд покрыты тонкой пленкой лимонита, сохраняя свой первично-сульфидный состав. Выше уреза воды руды интенсивно окислены, а в 30-40 м выше полностью разложены.

Таким образом, рудоформирующие процессы в пределах территории характеризуются широким проявлением структур замещения. Всего может быть выделено 6 фаз минералообразования. Минералы, сформировавшиеся на ранних ГМ стадиях (доломит, Fe-Mn доломит/кальцит и кварц), подверглись замещению в ходе процессов ранней продуктивной и поздней продуктивной стадии. Наличие данных образований в пределах рудно-метасоматической колонки устанавливается по результатам изучения ГМ образований в главе 3. В позднюю продуктивную стадию происходит активное замещение сфалерита кварцем и галенитом. Наконец, гипергенные процессы приводят к дезинтеграции пирита, сфалерита и марказита с их замещением окислами и гидроокислами железа.

4.2.2. Минералого-геохимическая зональность оруденения и её связь с ГМ образованиями

Результаты изучения минералого-геохимических и текстурно-морфологических особенностей оруденения территории указывают на то, что вертикальная и горизонтальная зональность оруденения территории является закономерным отражением полихронности процессов формирования оруденения. Учитывая приведенные выше особенности руд различной части территории, можно установить, что для разреза характерна выдержанная вертикальная зональность с закономерной позицией рудных тел различного состава и морфологии в пределах рудовмещающего разреза кетеменской и титаринской свит кембрия. В рудоносной части разреза может быть выделено в общей сложности 3 уровня, а также зона наложенного гипергенеза (таблица 4.10).

Рудные тела нижнего уровня не являются продуктивными и характеризуются марказитовым и пирит-марказитовым составом при низких содержаниях Pb, Zn, вкрапленной и прожилково-вкрапленной текстурами. Данный уровень приурочен к средней, местами к нижней

части разреза кетеменской свиты с суммарной мощностью около 30-70 м. Данные образования широко распространены в восточной части участков Кетеменский и Ботомский.

Таблица 4.10

Сводная таблица с характеристикой уровней оруденения в пределах изученной территории и их основные отличительные особенности

Уровень оруденения	Нижний уровень	Центральный уровень	Верхний уровень	Зона гипергенеза
Минеральные разновидности руд	Пиритовые, марказитовые	Сфалерит-марказит пиритовые, сфалерит-галенит-марказит-пиритовые, существенно сфалеритовые	пирит-марказит-галенитовые и существенно галенитовые с пиритом	Лимонит-гётитовые с галенитом и церусситом, реже пиролозит-псиломелан-лимонитовые
Текстура	Вкрапленная, гнездовидно-вкрапленная, редко массивная	Вкрапленная, гнездовидно-вкрапленная, массивная колчеданная"	Прожилково-вкрапленная, вкрапленная, массивная, брекчиевая	Наследует текстуры первичных руд, колломорфная
Структура	гранобластовая, аллотриоморфно-зернистая мелкозернистая	гранобластовая, аллотриоморфно-зернистая Мелко-среднезернистая	Мелко-среднезернистая до крупнозернистой аллотриоморфно-зернистая	Тонко-мелкозернистая, реликтовая аллотриоморфно-зернистая
Рудные минеральные ассоциации	Пирит-марказит-сфалерит	Пирит-марказит-сфалерит-галенит	Галенит-сфалерит, пирит	Лимонит-гётит-церуссит-галенит
Нерудные минералы	Доломит, Мп-доломит, кварц, халцедон,	Доломит, Fe-доломит, Мп-кальцит, сидерит, лимонит	Манганодоломит, доломит, Мп-доломит, сидерит, халцедон, кварц лимонит	Редки, преимущественно халцедоновидный кварц
Аксессуарные минералы		Кварц, халцедон, пиролозит, вернадит, кальцит	Пиролозит, вернадит, гётит, гидрогётит, смитсонит, пирит	Гематит, смешанно-слоистые смектиты
Среднее содержание (%)	Zn: 0.025-0.5 %; Pb: 0.02 %	Zn: 0.5-6.0 %; Pb: – 0.5-3.2 %	Zn: 1.0-3.0 %; Pb: 2.5-13.1 %	Zn в среднем до 0.5 %; Pb: 0.5-4.2 %
Элементы-примеси	Fe, Ag,	Fe, Mn, Ag, Cu, Ba	Fe, Mn, Ag, Cu, Ba	Fe, Mn, Ba, Ag, Cu
Морфология рудных тел	Пласты, линзовидные зоны	Пласты, линзы, рудные ленты	Линзы, рудные ленты, реже рудные столбы	Наследуют морфологию первичных руд
Проявления и пункты минерализации	<i>Куччугуй-Кетеме,</i>	<i>Куччугуй-Кетеме, Сульфидное, Тютюнге</i>	<i>Сульфидное</i>	<i>Тютюнге, Сульфидное, Куччугуй-Кетеме</i>

Центрально-рудный уровень приурочен к верхней части разреза кетеменской свиты и зоны её стратиграфического контакта с титаринской свитой. Для него характерно развитие «колчеданной» пирит-марказитовой со сфалеритом и галенитом минерализации с локальными участками развития сфалерит-пирит-марказит-галенитовых до существенно сфалеритовых руд. Мощность данного уровня составляет в среднем 50-55 м. Рудные тела данного уровня

фиксируются на проявлениях Большая Кетеме и Куччугуй-Кетеме, а также на проявлении Тютюнге (в окисленном и полностью разложившемся виде) и на рудопроявлении Сульфидное, где слагают рудные тела в нижней части близ уреза воды р. Лена. Кроме того, данные образования вскрываются скважинами, пройденными с цоколя неоген-четвертичных террасовых отложений р. Лена, в районе рудопроявления Сульфидное.

Верхне-рудный уровень приурочен к толще эпигенетических доломитов титаринской свиты, преимущественно к её нижней части. Наиболее характерными для него являются тела существенно галенитовых руд с различными содержаниями пирита, марказита и сфалерита, с широким развитием кварц-карбонатных метасоматитов. Мощность данного уровня составляет от 10 до 50 м и зависит от степени тектонической переработки пород титаринской свиты в средней и верхней частях разреза. Соответствующие породы установлены на рудопроявлении Сульфидное в верхней части рудопроявления, в западном распадке.

Надрудные уровни сложены преимущественно кварц-кальцитовыми, кальцитовыми и кварц-кальцит-доломитовыми жильными метасоматитами, приуроченными преимущественно к трещинам. Также в кровельной части кембрийского плато, в пределах рудного поля отмечаются карстовые провалы, сложенные грубообломочной карбонатной существенно ожелезненной брекчией с цементом в виде гидроокислов железа. Такая зональность в целом является весьма характерной для многих месторождений MVT-типа.

Для рудных тел различного уровня характерны как схожие, так и весьма отличные элементы зональности и строения. Нижне-рудный уровень характеризуется развитием существенно вкрапленных и прожилково-вкрапленных пирит-марказитовых руд, центральный – массивными и прожилково-гнездовидными рудами, а верхний – брекчиевидными и столбообразными рудами. Важный элемент зональности – отношение Pb к Zn – для нижних горизонтов составляет 1:2-1:5; в центральных рудных уровнях оно составляет от 1:1-1:3, а в верхне-рудном уровне увеличивается с 2:1 до 5:1 с преобладанием Pb. На рисунке 4.21 приводится карта площадного распределения отношений Pb:Zn в рудах и околорудных образованиях территории.

Повышенное отношение Pb к Zn в верхних частях коренных выходов зачастую приурочено к зоне окисления и может указывать на наличие нескрытого существенно смитсонитового цинкового оруденения, по примеру того, как это происходит на некоторых аналогичных месторождениях Ачисайское, Кадаинское [67; 105; 112; 116]. Важно отметить и то, что руды всех уровней приурочены к зонам развития разрывных нарушений северо-восточного и северо-западного простирания. Подобная зональность является характерной для полиметаллических месторождений [37; 38; 66; 67; 104; 114; 134].

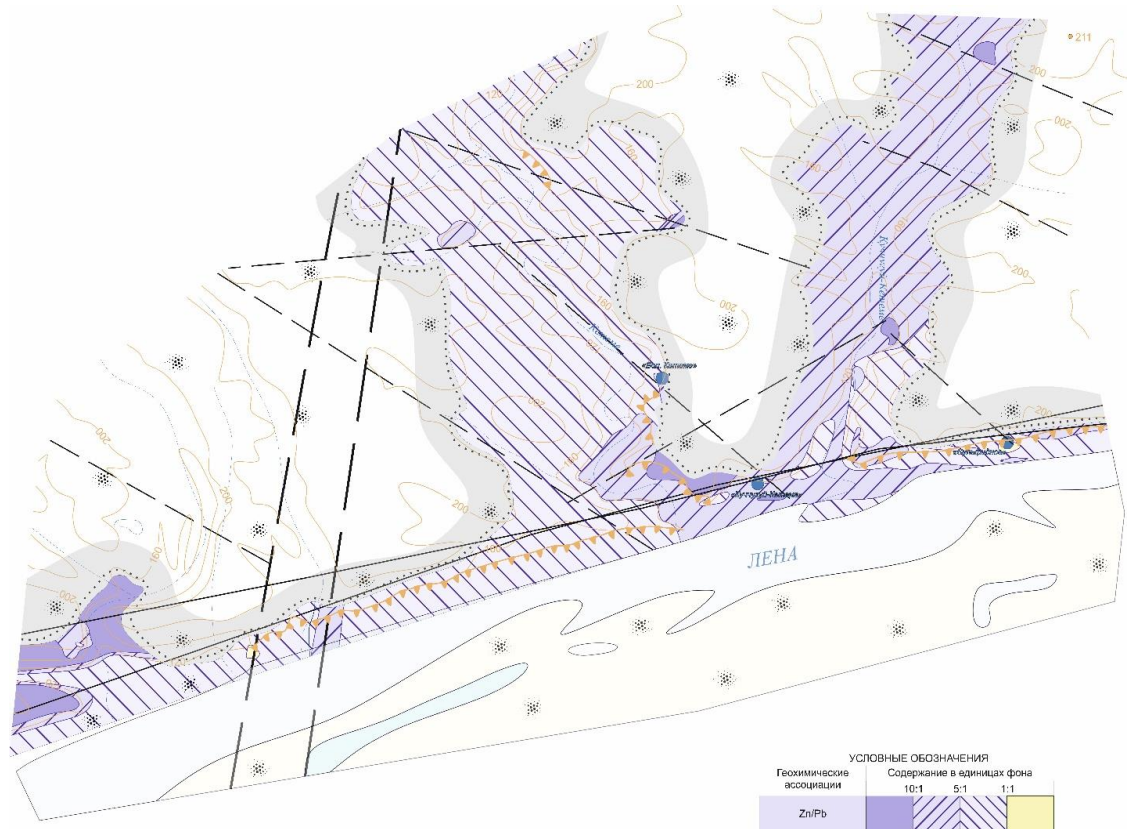


Рис. 4.21 Карта отображающая величину отношений Zn:Pb в пределах участка Кетемский
Цвет отображает характер отношения Zn:Pb и величину значения.

На рисунках 4.22 и 4.23 отображено распространение рудных уровней в пределах территории участков Кетемский и Ботомский, отвечающих северной и южной части развития оруденения в объеме кетемской и титаринской свит.

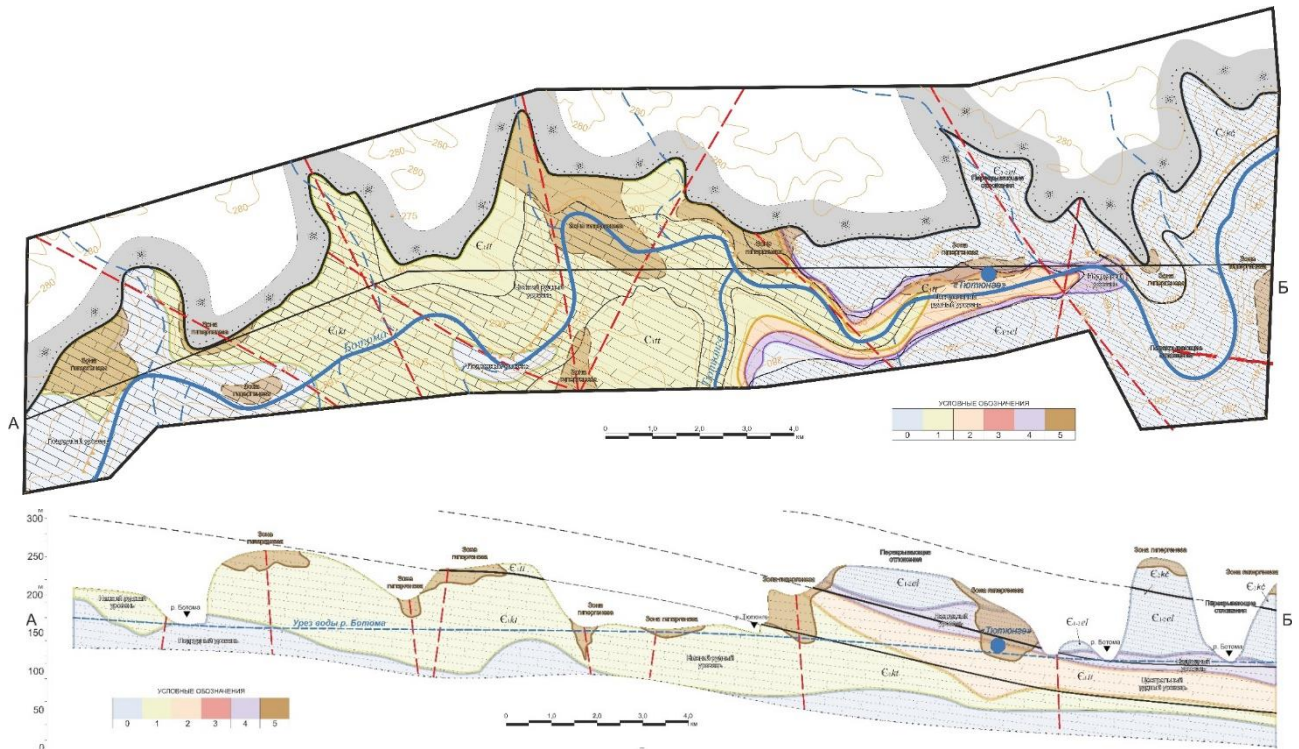


Рис. 4.22 Карта отображающая распределение различных уровней Pb-Zn оруденения в пределах участка Ботомский [62]

Цветом обозначены различные уровни оруденения. Условные обозначения см. на рисунке 4.23.



Рис. 4.23 Карта отображающая распределение различных уровней Pb-Zn оруденения в пределах участка Кетеменский [62]

Цветом обозначены различные уровни оруденения. 0 – «подрудный уровень»; 1 – нижний рудный уровень; 2 – центральный рудный уровень; 3 – верхне-рудный уровень; 4 – надрудные отложения; 5 – зона вторичного обогащения (гипергенеза).

Мы видим, что оруденение в значительно большей степени развито именно на участке Кетеменский, где выявлено 3 рудопроявления с широким развитием руд нижнего и центрального рудных уровней, а в пределах проявления Сульфидное отмечаются тела верхне-рудного уровня. Ниже по течению руды в коренном борту не прослежены и погружаются под урез воды р. Лена. В пределах же участка Ботомский основной объём оруденения представлен ниже-рудным, непродуктивным уровнем с широким развитием пирит-марказитовой минерализации, при незначительном развитии руд центрально-рудного уровня и отсутствии руд верхнего уровня. При этом зоны развития гипергенеза повсеместно ассоциированы с участками развития руд, что также позволяет использовать их в качестве прогнозно-поискового критерия. Суммарная мощность рудоносной части разреза (за исключением ниже-рудного уровня) на участке Ботомский

составляет 50 м, в то время как на участке Кетеменский составляет 100 м, включая верхнюю часть разреза кетеменской свиты и титаринскую свиту.

Таким образом, свинцово-цинковое оруденение в пределах территории характеризуется выраженной латеральной и вертикальной зональностью, а минералого-геохимические и морфологические особенности рудных тел позволяют выделить в пределах разреза 3 рудных уровня, из которых нижний, пирит-марказитовый, является непромышленным, центрально-рудный уровень характеризуется существенно пирит-марказитовым составом с различным соотношением сфалеритовой и галенитовой составляющей при массивных «колчеданных» текстурах руд. Верхне-рудный уровень характеризуется существенно галенитовой минерализацией. Мощность рудного разреза варьирует от 30-40 м на юге до 100 м на севере, что указывает на увеличении перспектив территории от долины р. Ботома к долине рек Лена и Кетеме.

4.3. Изотопия Pb и S сульфидов и рудовмещающих пород в пределах Кетеменского и Ботомского участков

Особенности изотопного состава свинца и серы в ассоциированных с рудами гидротермально-метасоматических образованиях являются одними из главных компонентов генетических моделей стратиформного свинцово-цинкового оруденения [19; 20; 34; 35; 41; 59; 101; 105; 114; 146; 184-186]. Они позволяют моделировать условия формирования руд и рудоносных образований и предполагать природу источника серы сульфидов и сульфатов. Изотопные характеристики серы сульфидов различны для выделяемых геолого-промышленных типов месторождений Pb и Zn, что указывает на гетерогенность источников. Таковыми могут служить сульфатоносные лагунные отложения [159], седиментогенные катагенетические воды осадочного палеобассейна, органическое серосодержащее вещество, рассеянное в осадочных породах, мигрирующие нафтидные воды и горючие газы, а также раннедиагенетические сульфиды или эндогенные источники [184-186]. Важно отметить три реперных значения: сульфат морской воды ($d^{34}\text{S} \approx 20,0 \text{ ‰}$); эндогенная метеоритная сера ($d^{34}\text{S} \approx 0 \text{ ‰}$); и биогенная сера ($d^{34}\text{S} \approx -12 \pm 5 \text{ ‰}$) [30]. Гетерогенность серы характерна для большинства месторождений различных геолого-промышленных типов и, как правило, отражает смешение различных её источников в ходе протекания рудогенерирующего процесса. Значения $d^{34}\text{S}$ могут широко варьировать в образцах месторождений одного геолого-промышленного типа. Например, изотопный состав серы сульфидов месторождений Сильвермайнс (Ирландский Мидленд) варьирует от -20 до +7 ‰ [170; 191]. Значительное влияние на изотопный состав серы оказывает сульфат-редукция, приводящая к обогащению пород легкими изотопами серы [30; 40; 105; 169; 170]. В целом для стратиформных месторождений в карбонатных толщах с высокой или ведущей

ролью седиментогенных процессов в качестве источника рудного вещества, сформированных в амагматичной обстановке, характерны более высокие значения $d^{34}\text{S}$ при существенной вариации значений, в то время как для рудовмещающих комплексов с проявлением синхронного магматизма характерны относительно гомогенные значения $d^{34}\text{S}$, близкие к стандарту эндогенной серы. При этом для месторождений с преобладанием карбонатной составляющей отмечаются относительное утяжеление изотопного состава серы, в то время как для месторождений с углеродистой составляющей характерно относительное обогащение сульфидов лёгким изотопом $d^{34}\text{S}$ в связи с широким развитием бактериальной сульфат-редукции [101].

Характер фракционирования изотопов серы в сульфидах изучен по мономинеральным навескам пирита, марказита, сфалерита и галенита (таблица 4.11). Полученные данные в целом имеют узкий диапазон значений от 7.4 ‰ до 11.1 ‰. Следует отметить, что в пробе из сфалерита получены аномально низкие значения ($d^{34}\text{S} -10.4$ ‰).

Такие значения являются характерными для месторождений стратиформного типа в карбонатных толщах с коровым источником флюида и свидетельствуют о заимствовании серы сульфидов из морской воды и частичном смешении её с биогенным источником [19; 37; 100; 105; 113; 121; 158]. Гетерогенность серы может являться показателем её частичной биогенной природы, что в целом согласуется как с геологическим строением территории, так и представлением о связи оруденения с миграцией седиментогенных, в том числе нефтидных, вод [52; 100; 105; 113; 118; 158].

Таблица 4.11

Характер фракционирования изотопов серы сульфидов в ГМ и рудных образованиях

Шифр пробы	Минерал	Привязка	$d^{34}\text{S}, \text{‰}$
69187-2	Галенит	Окисленные вкрапленные руды, проявление Сульфидное	10.5
69099-2	Пирит	Массивные руды, проявление Сульфидное	11.1
69099-2	Сфалерит	Прожилково-вкрапленные руды, проявление Сульфидное	-10.4
69187-1	Галенит	Прожилково-вкрапленные руды, проявление Сульфидное	11.5
6929	Марказит	Пос. Тит-Ары, полнопроявленные джаспероиды	7.4
6934-2	Галенит	Брекчиевидные руды, проявление Сульфидное	12.0
69187-2/1	Галенит	Околорудные джаспероиды, проявление Сульфидное	11.9
6959	Галенит	Окисленные массивные руды, проявление Тютюнге	11.8
69187-3	Галенит	Окисленные массивные руды, проявление Сульфидное	10.5

Изучение изотопного состава свинца из рудных и рудовмещающих пород является одним из наиболее распространенных и хорошо зарекомендовавших себя методов определения источника сульфидной минерализации, и используется в качестве одного из элементов прогнозно-поисковых моделей месторождений свинца и цинка стратиформного типа.

Главной сложностью при изучении источника Pb является выбор объекта исследования ввиду того, что он может быть расположен на значительном расстоянии от зоны их осаждения, а также по причине возможности формирования руд за счет нескольких источников. Для месторождений характерно незначительное отличие изотопных характеристик руд и рудных минералов от рудовмещающих пород. При этом зачастую наблюдается заведомое обогащение галенита и других сульфидов радиогенным изотопом свинца вследствие чего модельные возраста не всегда коррелируют с определениями возраста минерализации и дают значительное омоложение или завышение моделируемого возраста [146; 150; 157; 172; 173; 179, 189; 193; 194]. В целом большинство исследователей не рекомендуют полагаться на результаты изотопии свинца галенита с целью установления возраста минерализации.

При изучении изотопных характеристик свинца в породах изучены как характеристики валовых проб безрудных эпигенетических доломитов их оруденелых и джаспероидизированных разновидностей, так и мономинеральные навески галенита из сульфидных руд. Для сравнения на графики включены усредненные данные по характеру фракционирования изотопов свинца различных месторождений США миссисипского и сарданского геолого-промышленных типов, а также данные по свинцово-цинковым месторождениям в венд-раннекембрийских породах Сибири. Данные о фракционировании изотопов свинца в рудах и рудовмещающих гидротермально-метасоматических породах приведены в таблице 4.12.

Полученные значения варьируют в узком диапазоне, что указывает на парагенетическую связь процессов формирования сульфидной минерализации и гидротермально-метасоматических образований. Значения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ варьируют от 18.0895 до 18.3294 (дисп. 0.040 %); значения $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ от 15.5270 до 15.6148 (дисп. 0.013 %); значения $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ от 38.5253 до 39.6577 (дисп. 0.44 %).

Наибольшие значения по всем отношениям получены для валовой пробы вкрапленной окисленной руды рудопроявления Тютюнге в пределах участка Ботомский, в то время как рудные метасоматиты и руды Кетеменского рудного поля показывают весьма сближенные значения. Видно также, что результаты анализа монофракции галенита и валовых проб руд и оруденелых пород незначительно различаются, но для мономинеральных фракций характерно меньшее обогащение радиогенным свинцом. На уранногенных диаграммах (рисунок 4.24) видно, что фигуративные точки формируют компактный ореол значений с закономерным линейным трендом и крутым углом падения фигуративной линии.

Таблица 4.12

Характер фракционирования изотопов свинца в гидротермально-метасоматических и рудных образованиях в карбонатных толщах кетеменской и титаринской свит раннего кембрия

Шифр пробы	Минерал	м. мг	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
6934-2	Галенит	2.31	18.2029	15.5460	39.0468
69187-1	Галенит	1.92	18.0969	15.5337	38.5589
69187-2/1	Галенит	1.10	18.0895	15.5270	38.5314
69187-3	Галенит	1.30	18.0962	15.5291	38.5253
Шифр пробы	Порода	м. мг	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
69187-1/1	Оруденелый джспероид	32.39	18.1667	15.5701	38.7398
6934-3	Гнездовидная руда	90.08	18.1476	15.5391	38.6852
69187-2/1	Прожилково-вкрапленная руда	100.58	18.1957	15.5796	38.9987
69187-1	Оруденелый джаспероидизированный доломит	95.8	18.1247	15.5529	38.6884
69187-1/2	Прожилково-вкрапленная руда	101.98	18.1190	15.5543	38.6915
69187-2/2	Околорудный эпигентический доломит	97.45	18.1674	15.5391	38.8673
6959	Вкрапленная руда	121.74	18.3294	15.6148	39.6577

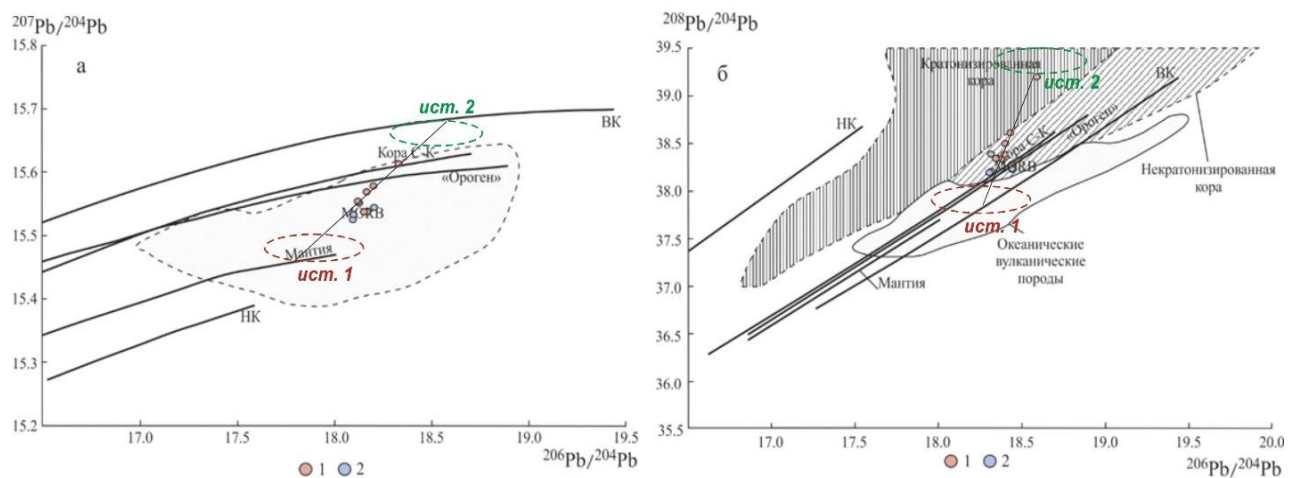


Рис. 4.24 Ураногенные диаграммы соотношений изотопов свинца в галенитах, рудных и оруденелых породах территории [187; 194]

Условные обозначения: 1 – результаты определения по валовым пробам; 2 – результаты по монофракциям галенита. На схему нанесены предполагаемые фигуративные поля потенциальных источников «мантийного» и «корового типов». Отклонение ряда проб от линии тренда обусловлено влиянием гипергенных процессов кайнозойского возраста, приводящее к новообразованию церуссита по галениту и омолаживанию изотопного возраста).

Совокупность данных точек тяготеет к кривым эволюции средней коры [СК] Стейси—Краммерса [187] и орогена Зартмана—Доу [194] до промежуточного положения между ними и кривой эволюции мантии. Это указывает на то, что свинец галенита и рудовмещающих пород имеет гетерогенную природу, и изотопные характеристики пород отвечают смешению двух различных источников. К сожалению, это первые данные об изотопном составе пород и руд

территории, в связи с чем нет возможности провести сопоставление данных о фракционирования изотопов свинца с предполагаемыми источниками. Если предположить, что два источника свинца имеют состав, приближенный к крайним точкам линии смешения, то текущее положение точек отражает степень вовлеченности различных источников свинца в формирование их изотопных характеристик. Учитывая данные о литолого-геохимических особенностях карбонатных пород территории, показывающих дистальное положение бассейна осадконакопления при весьма незначительном влиянии континентального сноса на состав примесных элементов и, в том числе, свинца, для которого предполагается кембрийский вулканогенный источник, а также данные о характерной зависимости отношений различных изотопов свинца в различных генетических типах пород [1; 84; 85], можно моделировать следующие типы источника. Предполагается, что смешение свинца из двух разных источников происходило еще на стадии осадконакопления пород в раннем кембрии.

Первый тип, соответствующий положению пород мантийного тренда, имеет эндогенный источник и может быть ассоциирован либо с кембрийскими вулканическими и эксгалационными процессами, либо непосредственно с палеозойским рифтогенезом и интрузиями долеритов чаро-синского комплекса. Последнее представляется менее вероятным, ввиду того, что примеров, когда синрифтовые долериты выполняют рудоматеринскую роль для оруденения MVT-типа, не установлено. Второй источник, характеризующийся обогащением радиогенным изотопом, относительно измеренного для рудного свинца, соответствует породам некратонизированной коры и его источником, вероятно, являются вмещающие осадочные рифей-вендраннекембрийские породы бассейна пассивной окраины Сибирской платформы. В то же время, исходя из модельных значений и двухстадийной модели развития свинца в породах, построить модельный возраст оруденения по данным Pb-Pb изотопии не получается ввиду значительного расхождения данных и высокой СКВО. Однако фигуративная область на *рисунке 4.24* по модели развития коры Стейси-Крамера позволяет отразить время отделения свинца от материнской породы в интервале 370-330 млн лет, что соответствует возрастам основного этапа магматизма, синхронного процессам континентального рифтогенеза в пределах юго-восточной части Сибирской платформы [27; 28; 31; 57; 58; 106; 122; 181; 183; 195-197; 203].

Важно отметить, что свинец из пород и минералов рассматриваемой территории весьма слабо обогащен радиогенным изотопом (*рисунок 4.25*) в сравнении с объектами-аналогами в пределах Сибирской платформы (объекты Кылахской минерагенической зоны и Прибайкальского рудного пояса), а также с объектами MVT-типа долины Миссисипи в США, для которых высокая доля радиогенного изотопа указывает на преобладание в качестве источника свинца вмещающих пород. В то же время полученные значения схожи с таковыми для свинца MVT месторождений Ирландского Мидленда [34; 148] и Бассейна Мак-Артур Австралии [151],

они характеризуются схожими величинами отношений изотопов свинца в породах и рудах с рассматриваемыми в работе. Ранее нами отмечалась характерная связь оруденения данных рудных районов не с орогенными процессами, а с внутриконтинентальным рифтогенезом. В то же время для свинца данных рудных районов Ирландии характерен гомогенный источник свинца, который поступал в рудовмещающие породы из обедненных U и Th пород фундамента [148].

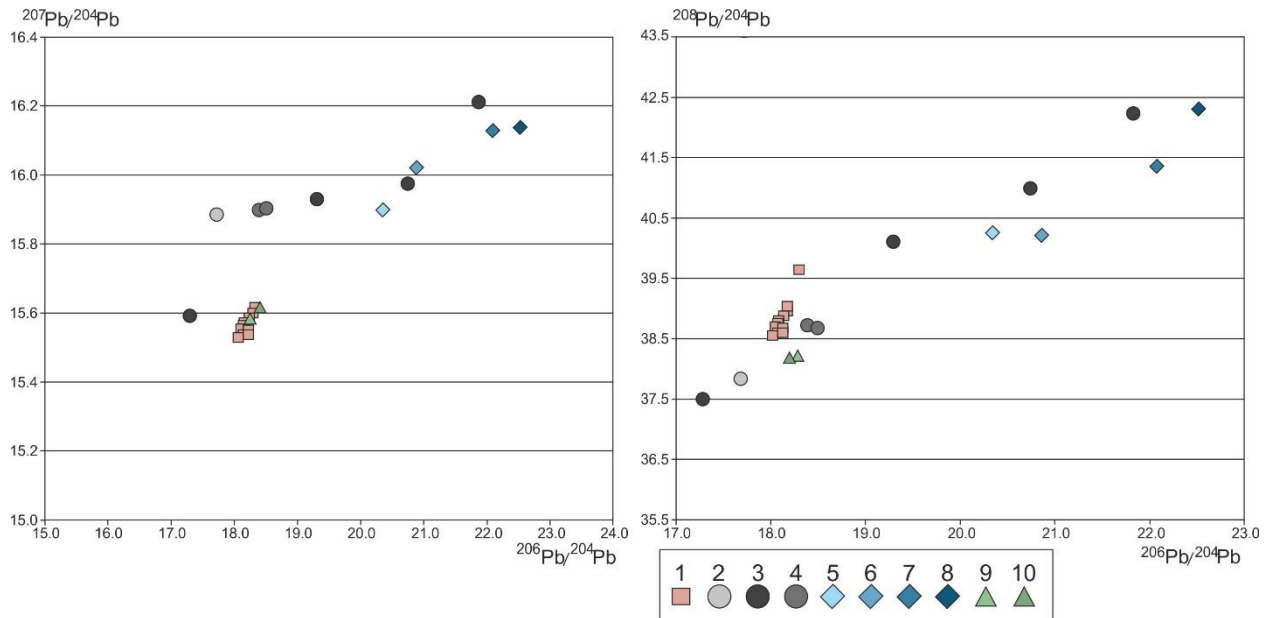


Рис. 4.25 Уранногенные диаграммы соотношений изотопов свинца в галенитах, рудных и оруденелых породах территории (с использованием данных [34; 148])

Условные обозначения: 1 – пробы с изучаемой территории; 2-9: усредненные данные по стратиформным свинцово-цинковым месторождениям Сибирской платформы и мировых объектов-аналогов. 2 – месторождение Горевское; 3 – месторождение Сардана (галенит 1-й генерации); 4 – Месторождение Сардана, (галенит 2-й генерации); 4 – месторождения Прибайкальского пояса; 5 – месторождения района Иллинойс-Кентукки (США); 6 – месторождения района Юго-Восточный Миссури (США); 7 – месторождения рудного района Три-Стэйт (США); 8 – месторождения рудного района Иллинойс-Висконсин (США); 9,10 – месторождения района Мидлендс (Ирландия).

Таким образом, характер фракционирования изотопов серы сульфидов и пород территории указывает на существенно коровый источник серы сульфидов территории и его гетерогенность. Потенциальные источники серы сульфидов – обогащенные тяжелым изотопом сульфаты, поступавшие из области солеродного морского бассейна (Иркутско-Турхтаново-Олёкминская СФО на востоке), и сера, получаемая из подрудных существенно углеродистых отложений синской свиты, обогащенных легким изотопом серы. Характер фракционирования свинца в сульфидах и породах территории близок с таковым для венд-раннепалеозойских месторождений Восточно-Сибирской платформы и указывает на его гетерогенный источник при существенно коровой его составляющей.

4.4. Характеристика строения аномального геохимического поля участков Кетеме и Ботомский

Использование в ходе выполнения работы специальной методики комплексного петрографо-геохимического изучения и картирования гидротермально-метасоматических и рудных образований позволило составить наряду с картой гидротермально-метасоматической зональности карту аномального геохимического поля (по данным опробования коренных пород) в масштабе 1:50 000. Структура аномального геохимического поля обоих участков выражает концентрическую зональность ГМ-системы со стратифицированным характером распределения положительных и отрицательных геохимических аномалий. Анализ корреляционных связей между элементами позволил выделить следующие закономерные геохимические ассоциации (текстовое приложение 3-4) и их фоновые содержания (таблица 4.13).

Таблица 4.13

Фоновые значения содержаний химических элементов в пределах Кетеменского и Ботомского опорных участков

Элемент	Li г/т	Sc г/т	Co г/т	Ni г/т	Cu г/т	Zn г/т	Ag г/т	Sb г/т
Кетеменский	2.31	0.38	1.16	2.05	1.49	23.84	0.02	0.10
Ботомский	1.61	0.24	0.94	1.44	1.08	25.67	0.02	0.09
Элемент	Te г/т	Pb г/т	Bi г/т	Be г/т	V г/т	Cr г/т	Rb г/т	Sr г/т
Кетеменский	0.10	5.66	0.05	0.65	5.75	5.83	2.57	131.21
Ботомский	0.10	6.68	0.05	0.66	4.21	3.93	1.78	84.40
Элемент	Y г/т	Zr г/т	Nb г/т	Mo г/т	Sn г/т	LREE г/т	MREE г/т	HREE г/т
Кетеменский	3.39	11.35	0.51	0.84	0.68	6.39	3.03	1.28
Ботомский	2.65	9.52	0.37	1.00	0.62	4.44	2.10	1.00
Элемент	Ta г/т	W г/т	Th г/т	U г/т	As г/т	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	TiO ₂ %
Кетеменский	0.06	0.31	0.20	0.98	1.63	2.92	0.41	0.05
Ботомский	0.06	0.30	0.13	0.90	1.61	2.49	0.35	0.04
Элемент	Ba %	Fe ₂ O ₃ %	MnO %	MgO %	CaO %	Na ₂ O %	K ₂ O %	P ₂ O ₅ %
Кетеменский	0.03	2.42	0.1	4.29	11.41	0.15	0.04	0.06
Ботомский	0.03	2.34	0.09	4.62	13.15	0.13	0.04	0.06

Ассоциация *Pb-Zn-Ag-Mn* состава ярко выражена на левобережье р. Лена (рисунок 4.26). Она является типоморфной для свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах, её положительные мультипликативные аномалии в точности совпадают с гидротермально-метасоматической зональностью, а наиболее контрастные аномалии относятся к рудопроявлениям полиметаллической минерализации. Её аналогом на участке Ботомский является ассоциация *Pb-Zn-W-Fe-P* состава, также совпадающая с гидротермально-метасоматической зональностью. При этом геохимические аномалии типоморфной рудной *Pb-*

Zn-Ag-Mn ассоциации в его пределах в значительной степени менее контрастные, что связано с менее дифференцированными по сравнению с участком Кетеменский концентрациями элементов в различных типах карбонатных пород и метасоматитах (рисунок 4.27),

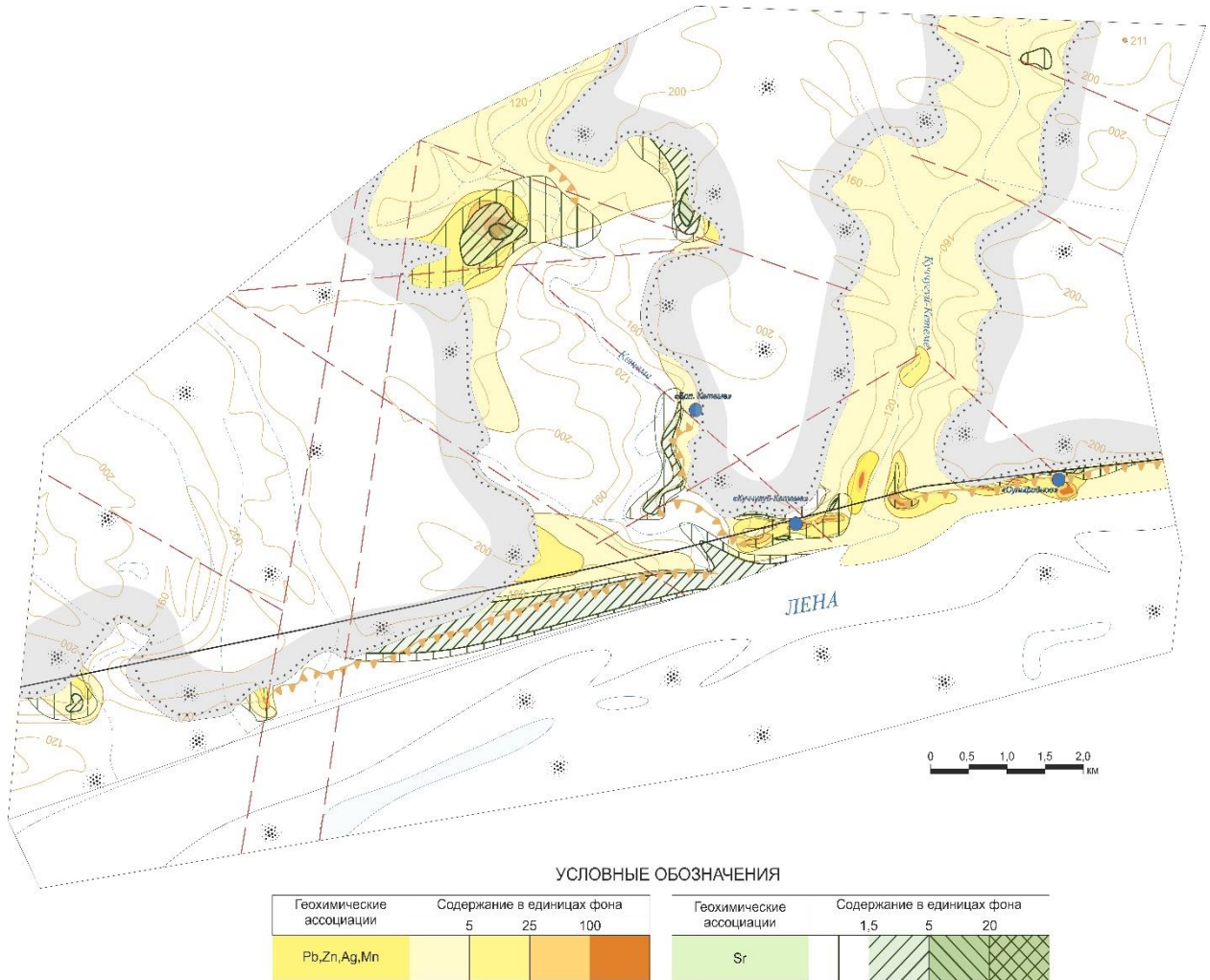


Рис. 4.26 Карта аномального геохимического поля в пределах участка Кетеменский (совмещение мультипликативных аномалий *Pb-Zn-Ag-Mn* и *Sr*)
Цветом обозначается степень обогащения относительно фонового содержания элементов [62].

На левобережье р. Лена также выявлены ассоциации *Li-Co-Cu-V-Ni*, *Zr-Rb-Nb-REE-P* и *Fe-Ba-W-Y-Sb-Be* составов, характеризующие степень насыщения вмещающих пород вулканогенной примесью и нерастворимым остатком.

В нижнем течении р. Ботома данные три ассоциации формируют один единый геохимический ореол с нечеткими ветвящимися корреляционными связями между различными группами элементов.

На рисунках 4.28 и 4.29 можно видеть, что контуры мультипликативных аномалий ассоциаций *Li-Cr-Cu-V-Co-Ni* и *Zr-Rb-Nb-REE-P* в пределах участка кетеменский в значительной степени сопряжены, а наиболее контрастные аномалии фиксируются в пределах полей развития долеритов чаро-синского комплекса в западной части площади, а также в пределах участков

распространения вулканических образований в объеме раннекембрийских карбонатных отложений в устьевой части рек Кетеме и Куччугуй-Кетеме.

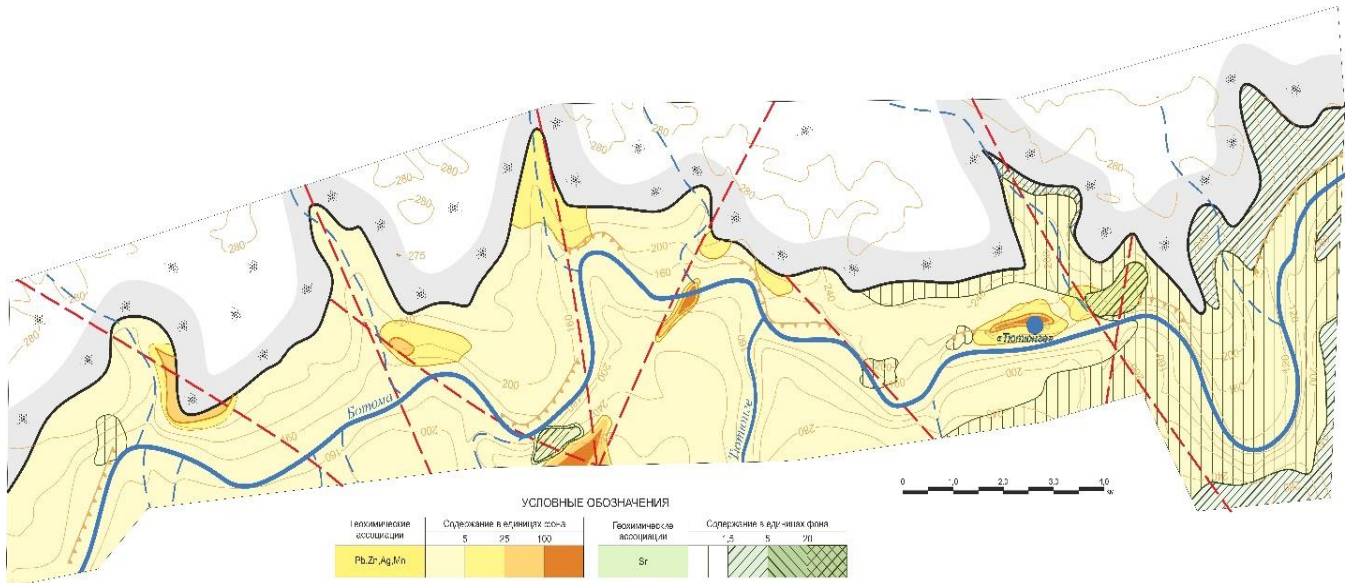


Рис. 4.27 Карта аномального геохимического поля в пределах участка Ботомский (совмещение мультипликативных аномалий Pb-Zn-Ag-Mn и Sr)

Цветом обозначается степень обогащения относительно фонового содержания элементов [62].

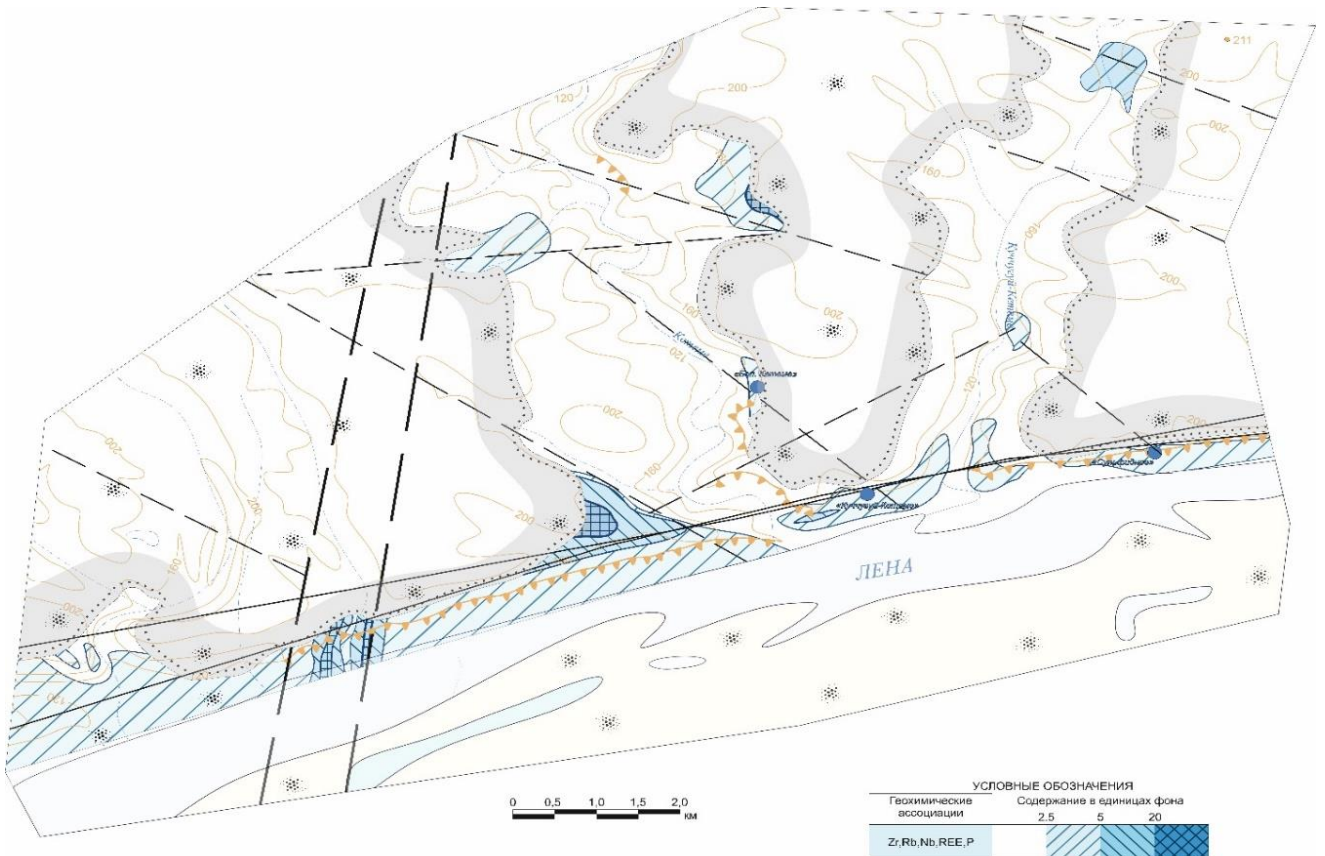


Рис. 4.28 Карта строения аномального геохимического поля участка Кетеменский. (мультипликативные аномалии Zr-Rb-Nb-REE-P)

Цветом обозначается степень обогащения относительно фонового содержания элементов.

Обращает на себя внимание и приуроченность контрастных аномалий *Zr-Rb-Nb-REE-P* к участку распространения неизменных карбонатных пород нижней части разреза кетеменской свиты. В то же время ореолы мультипликативных аномалии *Be-Y-Ba-U-W* не имеют устойчивой

приуроченности к определенным частям разреза рудовмещающих свит или магматических образований (рисунк. 4.30) или эпигенетических доломитов в долине р. Кете́ме.

С одной стороны, данные ореолы частично соответствуют зоне неполнопроявленных эпигенетических доломитов, с другой стороны, они практически полностью совпадают с областью распространения зоны гипергенеза, а наиболее контрастные ореолы, на правом берегу р. Кете́ме в районе её устья, отвечают участку развития полнопроявленных каолин-гётит-лимонитовых пород по доломитизированным известнякам кете́менской свиты.

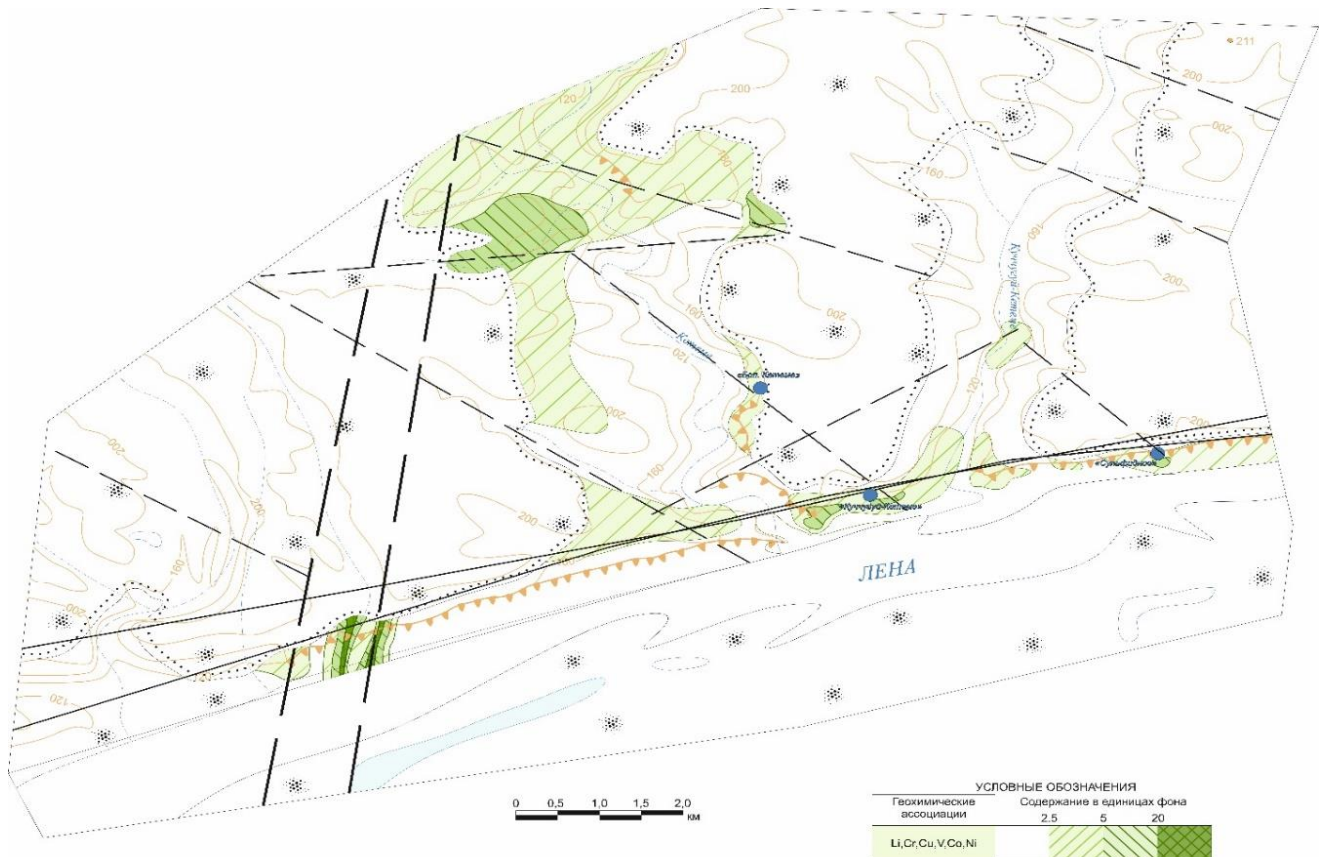


Рис. 4.29 Карта строения аномального геохимического поля участка Кете́менский. (мультипликативные аномалии Zr-Rb-Nb-REE-P)

Цветом обозначается степень обогащения относительно фонового содержания элементов.

Данные мультипликативные аномалии, несмотря на определенные закономерности распределения положительных аномалий, не являются информативными, ввиду пониженного кларка концентраций большинства элементов. Поэтому их использование в качестве поискового критерия не целесообразно. Более информативными здесь выступают моноэлементные аномалии стронция, не формирующего устойчивых ассоциаций ни с одним из элементов кроме кальция. Корреляция стронция с последним обусловлена его накоплением в кальците неизменных известняков, а также в зонах кальцитизации, проявленных в кровельной части коренных выходов известняков и поэтому занимающих надрудное положение. Примечательно, что концентрации стронция в надрудных метасоматитах понижены относительно неизменных пелитоморфных известняков (в среднем до -50%), однако относительно эпигенетических доломитов концентрация стронция значительно повышена (до 20 ф. з. и более).

Минералого-геохимические особенности гидротермально-метасоматических и рудных образований позволяют установить пространственную и парагенетическую связь низкотемпературных апокарбонатно-кремнистых метасоматитов и свинцово-цинковых руд, отражающейся в структурах аномальных геохимических полей. Такие закономерности распределения химических элементов, а также резкий рост их концентраций в центральной и ядерной частях колонки, позволяют предположить, что внешняя зона колонки, сложенная эпигенетическими доломитами, являлась, в том числе, и областью питания тектоногенной ГМ-системы, обусловившей концентрацию избыточных элементов в ядерной зоне колонки.

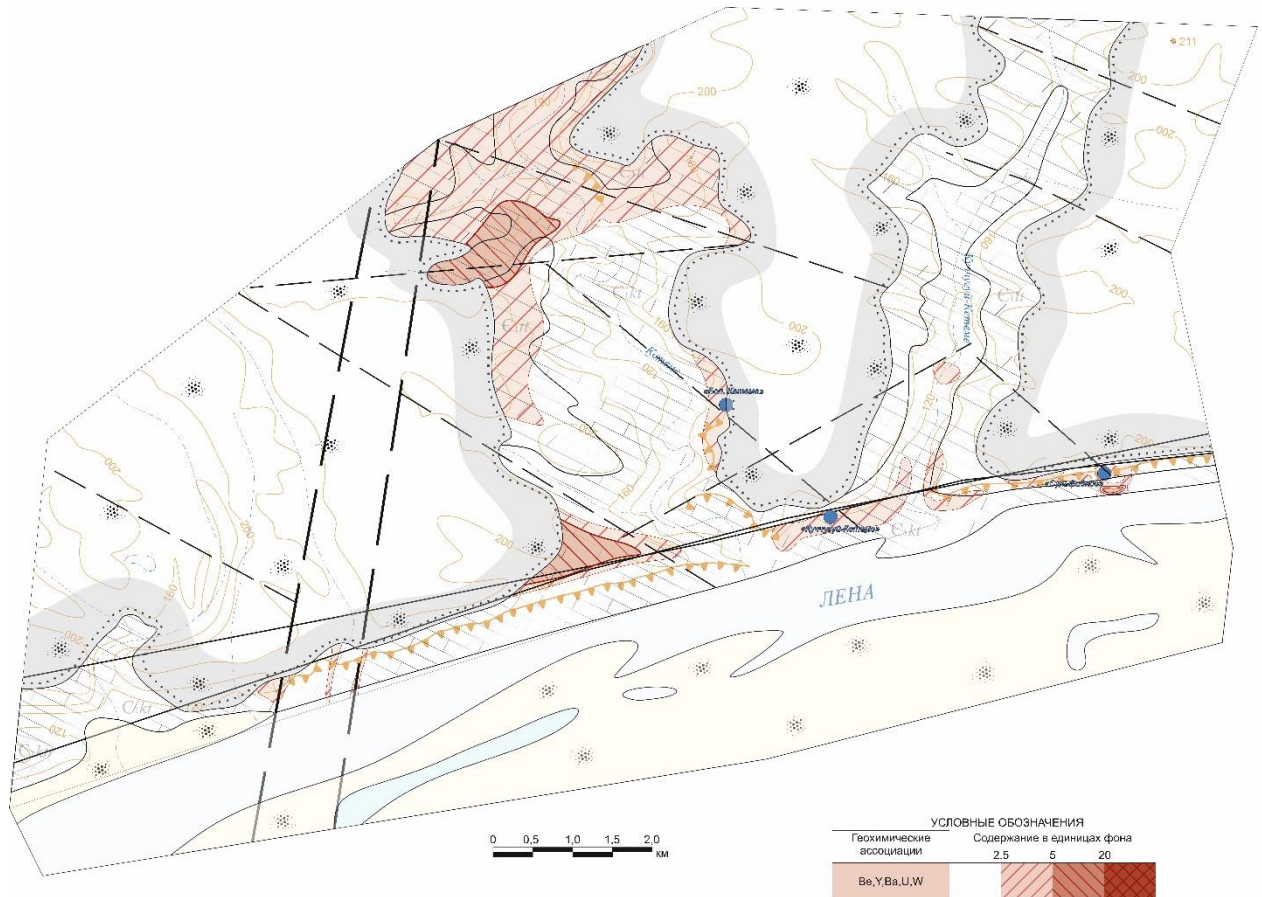


Рис. 4.30 Карта аномального геохимического поля в пределах участка Кетемский (мультипликативные аномалии Be-U-Va-U-W)

Цветом обозначается степень обогащения относительно фонового содержания элементов.

Таким образом, свинцово-цинковое оруденение в пределах территории характеризуется простотой минерального состава при существенно Pb-Zn-Mn-Ag геохимической специализации руд. Морфоструктурные особенности оруденения характеризуются преимущественным развитием прожилковых, прожилково-вкрапленных, прожилково-гнездовидных до брекчиевых и реже массивных текстур с широко развитой зоной окисления при субпластовой, линзовидной и лентовидной формах рудных тел. Основными типами руд являются пирит-сфалеритовые, сфалерит-галенит-пиритовые и галенит-пиритовые руды и их окисленные аналоги. Оруденение характеризуется выраженной концентрической зональностью с ростом концентраций свинца и цинка к

центральным зонам оруденения при более широком развитии галенитовых руд в верхней и центральной части рудной колонки, что позволяет выделить три рудоносных уровня, из которых продуктивными являются центрально- и верхнерудный.

ГЛАВА 5. ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ И ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВАЯ МОДЕЛИ СТРАТИФОРМНОГО СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ СИНСКО- БОТОМСКОЙ СФЗ

Совокупность выявленных признаков позволяет установить, что в пределах рассматриваемой территории располагается юго-западная краевая часть крупной рудоносной структуры ранга потенциальной минерагенической зоны (*далее Синско-Ботомская Pb-Zn-Mn потенциальная минерагеническая зона*), в пределах которой может быть выделен *Кетеменский потенциальный Pb-Zn рудный узел*, обладающий перспективой выявления объектов ранга потенциальное свинцово-цинковое месторождение.

5.1. Геолого-генетическая модель рудопроявлений в долине рек Лена и Ботомы

Комплексное изучение геологической позиции свинцово-цинкового оруденения в карбонатных отложениях юго-восточной части Анабаро-Синской СФЗ, структурно-формационных, палеогеографических, минералого-петрографических и геохимических особенностей осадочных, гидротермально-метасоматических и рудных образований, а также геолого-структурных условий локализации оруденения позволило создать трехэтапную модель его формирования.

В первый этап на стадии седиментогенеза происходит синхронное обогащение еще нелитифицированного карбонатного ила полезными компонентами в условиях пассивной окраины континента в эпиконтинентальном морском бассейне (рисунок 5.1). Согласно представлениям о геохимии элементов в карбонатных породах [1; 2; 11; 12; 17; 32; 74-76; 93; 108; 136-139], пелитоморфные карбонатные илы, формирующиеся на внешнем склоне карбонатного рифа в шельфовых, относительно мелководных условиях, выступали в роли сорбционного геохимического барьера, обогащаясь поступающими из морской воды свинцом, цинком, кобальтом, марганцем, барием и железом.

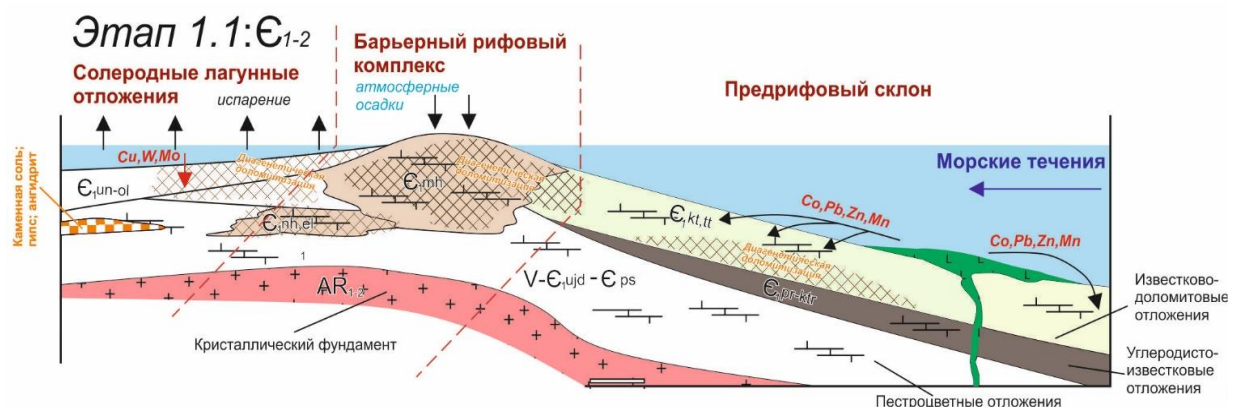


Рис. 5.1 Схематическое изображение рудоподготовительного этапа формирования Pb-Zn оруденения, отражающее концентрацию элементов в известняках кетеменской и титаринской свиты в условиях эпиконтинентального морского бассейна пассивной окраины Сибирской платформы при незначительном влиянии производных вулканогенной и эксгальационной деятельности

Положение территории в дистальной части бассейна с удаленным расположением питающей провинции суши при выдержанном характере концентраций элементов, а также их закономерных ассоциаций в рассматриваемой части Анабаро-Синской СФО, указывает на то, что обогащение свинцом и цинком пород кетеменской и титаринской свиты не связано с изменением петрогенетического состава пород питающей провинции. Данный процесс проходил в платформенную стадию развития территории при медленной компенсации бассейна осадками с последующим захоронением толщ и незначительным их погружением. В то же время описанные в *главе 2* особенности позволяют говорить о кратковременном периоде вулканической активизации в пределах бассейна, очаг которой располагался на незначительном удалении от бровки рифа на его внешнем склоне. Этот короткий всплеск маркируется наличием в разрезе гиалобазальтов и вулканогенно-осадочных образований, литолого-геохимическими особенностями пород раннекембрийского карбонатного бассейна, а также характером фракционирования REE, значениями Ce/Ce^* и Eu/Eu^* в породах. При этом относительно обеднение данными элементами раннедиагенетических доломитов объясняется их более ранней литификацией. Дальнейшие постлитификационные процессы седиментационного этапа при уплотнении осадка не значительно повлияли на концентрацию Pb, Zn, так как при литификации осадки перестают иметь возможность сорбировать металлы. В то же время для значительной части проб не только доломитизированных, но и неизмененных пород характерна близкларковая и даже пониженная концентрация Pb, Zn, а петрографически не отличимые от них породы с аномальными максимумами превосходят кларковую концентрация на 2-3 порядка. Это можно объяснить пульсационным, кратковременным характером вулканической активности в пределах бассейна и периодическим изменением конфигурации морских течений. Так или иначе, повышенная концентрация элементов сформировалась только в пределах предрифового внешнего склона Западно-Якутского барьерного рифа.

Дальнейшее развитие территории протекало в эпиплатформенных условиях, в процессе которых на фоне общего погружения территории формировалась система седиментогенных захороненных вод, будущих рудоносных флюидов (рисунок 5.2). Это хорошо согласуется с представлениями о палеогидрогеологических условиях юго-востока Сибирской платформы и основными чертами гидрогеохимической зональности территории, сформировавшихся уже к концу раннего кембрия. В *главе 3* было показано, что по результатам работ предшественников [5-8] для вод артезианского палеобассейна территории установлен благоприятный состав с высокой степенью минерализации.

На втором этапе в ходе девонско-раннекаменноугольной тектоно-магматической активизации происходит миграция данных вод в элизионном режиме, агрессивных по отношению к вмещающей карбонатной среде. Это привело к формированию площадных ореолов

эпигенетической доломитизации и локальных гидротермалитов джаспероидного состава с ассоциированными полиметаллическими рудами.

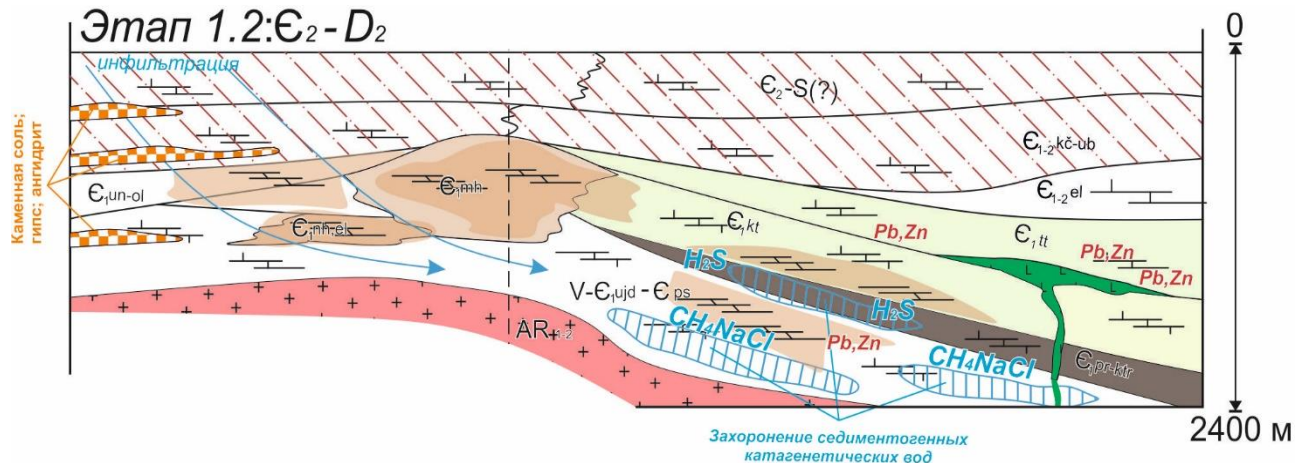


Рис. 5.2 Схематическое изображение рудоподготовительного этапа формирования Pb-Zn оруденения, отражающее процесс захоронения катагенетических седиментогенных вод в пределах артезианского бассейна, содержащих H_2S , CH_4 , $NaCl$ и CO_2

Также на данном этапе происходит мезокатагенетическое преобразование осадочных пород с нагревом седиментогенных вод до температур 110-127,5 °C в условиях повышенного температурного градиента (до 5 C/100 м).

Петрографические исследования в данном случае указывают на следующую стадийность процесса: *на ранней стадии* происходило формирование вторичных массивных средне-крупнозернистых доломитов по микритовым и тонко-мелкозернистым известнякам кетеменской и титаринской свиты. *На второй стадии* в связи с изменениями pH и Eh условий доломиты подвергаются процессу выщелачивания с увеличением содержания каверн и пустот, в особенности в пределах зон трещиноватости и разрывных нарушений. При этом содержащиеся в надкларковой концентрации элементы частично выносились из породы, что подготавливало почву для последующего переотложения их на геохимических и физико-химических барьерах, которыми послужили зоны разрывных нарушений, а также участки межформационного контакта вторичных доломитов и известняков. Учитывая пространственно-морфологические особенности ореолов ГМ образований, значительную роль в контроле оруденения играл гидродинамический барьер в пределах зоны сочленения элизионного и инфильтрационного режимов вод бассейна.

Далее в пределах большей части территории, в ядерной и центральной частях зоны ГМ колонки формировалась крустификационная минерализация сидерита, Fe-Mn доломита и кальцита (рисунок 5.3). Эта ассоциация слабо проявлена в пределах сульфидных руд, так как последние формировались с замещением пиритом и марказитом более ранних карбонатных минералов. Сульфидная минерализация формировалась последовательно от раннего пирита к марказиту, сфалериту и галениту. Кварцевая и халцедоновидно-кварцевая минерализация сопровождала формирование большей части сульфидных минералов на всех продуктивных этапах ГМ деятельности, но в наибольшем объеме ассоциирована с поздним галенитом. В терминальную стадию ГМ деятельности формировался поздний жильный кальцит с кварцем по

трещинам и пустотам. Источниками серы для сульфидов послужили седиментогенные рассольные воды и биогенный источник, предположительно, из подрудных углеродистых отложений синской и куторгниовой свит, на что указывают результаты изотопного анализа серы сульфидов, приведенные в *главе 4*. Важно отметить, что отсутствие сульфидной раннедиагенетической минерализации в объеме данных свит может указывать на то, что процессы сульфат-редукции происходили непосредственно в ходе миграции захороненных вод.

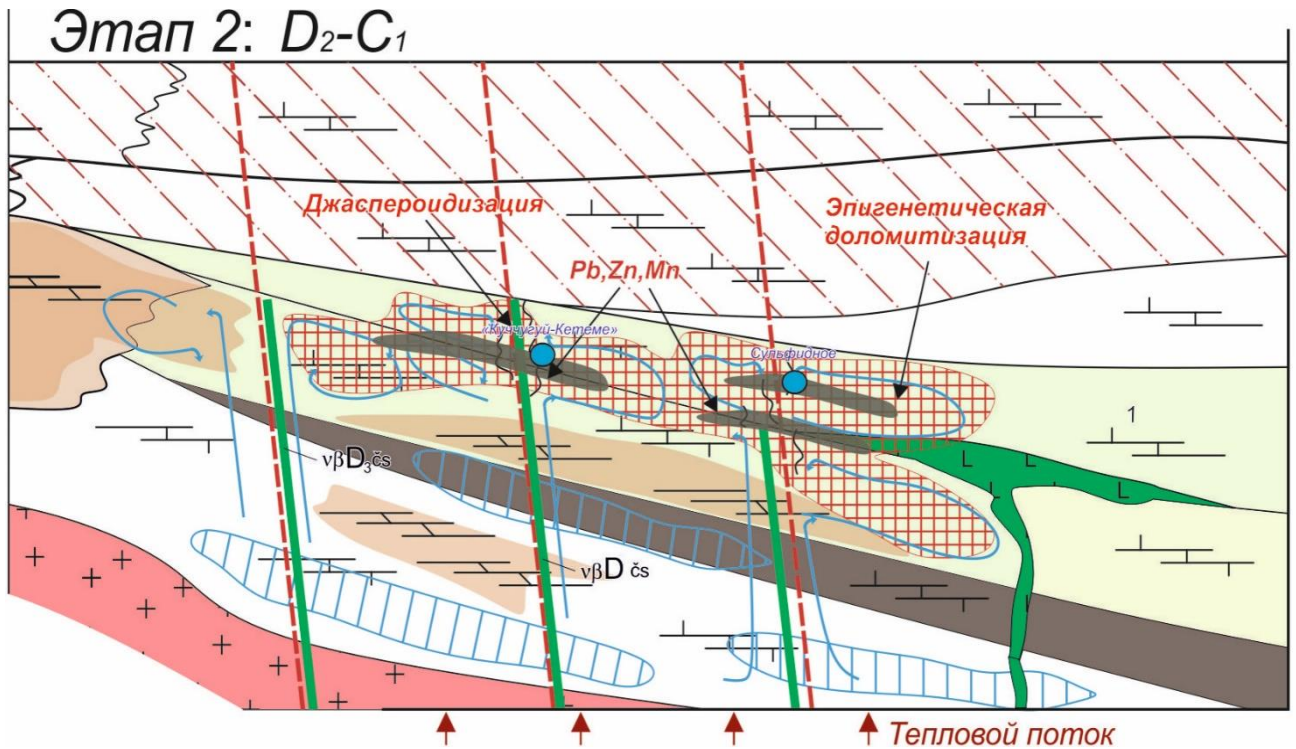


Рис. 5.3 Схематическое изображение основного этапа формирования оруденения в условиях континентального рифтогенеза

Время формирования рудно-метасоматической системы определяется как позднедевонско-раннекарбовое по факту принадлежности оруденения к зонам разрывных нарушений палеозойского этапа тектоно-магматической активизации, наложению процессов низкотемпературных изменений на дайки долеритов чаро-синского комплекса и модельному возрасту сульфидной минерализации, полученном по результатам Pb-Pb изотопии. Второй этап проходил в условиях континентального рифтогенеза территории, что привело к раскрытию в центральной части Сибирской платформы Палеовилуйской грабен-рифтовой системы. Эти процессы обусловили тектоническую мобилизацию конседиментационных и формирование новых систем разрывных нарушений северо-восточного простирания, повышение температурного градиента и благоприятные условия для миграции хлоридных катагенетических рассолов. В дальнейшем с затуханием тектонической и магматической деятельности развитие территории продолжалось в платформенном режиме вплоть до текущего момента с отложением

мощной толщии мезозойских терригенных и прибрежно-морских отложений Вилуйской синеклизы.

На третьем этапе территория подвергается интенсивному гипергенезу с формированием коры выветривания по карбонатным отложениям (рисунок 5.4). При этом происходило замещение железистых карбонатов и сульфидов железа лимонитом, формирование церусситовой оторочки у галенита и значительный вынос цинка из рудных тел с его переотложением на более глубокие горизонты, не установленные в коренном залегании. Также в ходе данных процессов произошло вторичное обогащение руд кремнистым материалом с формированием ксеноморфного по отношению к рудовмещающим и рудным минералам халцедона с частичным экзогенным привнесом Al, Mn, Fe.

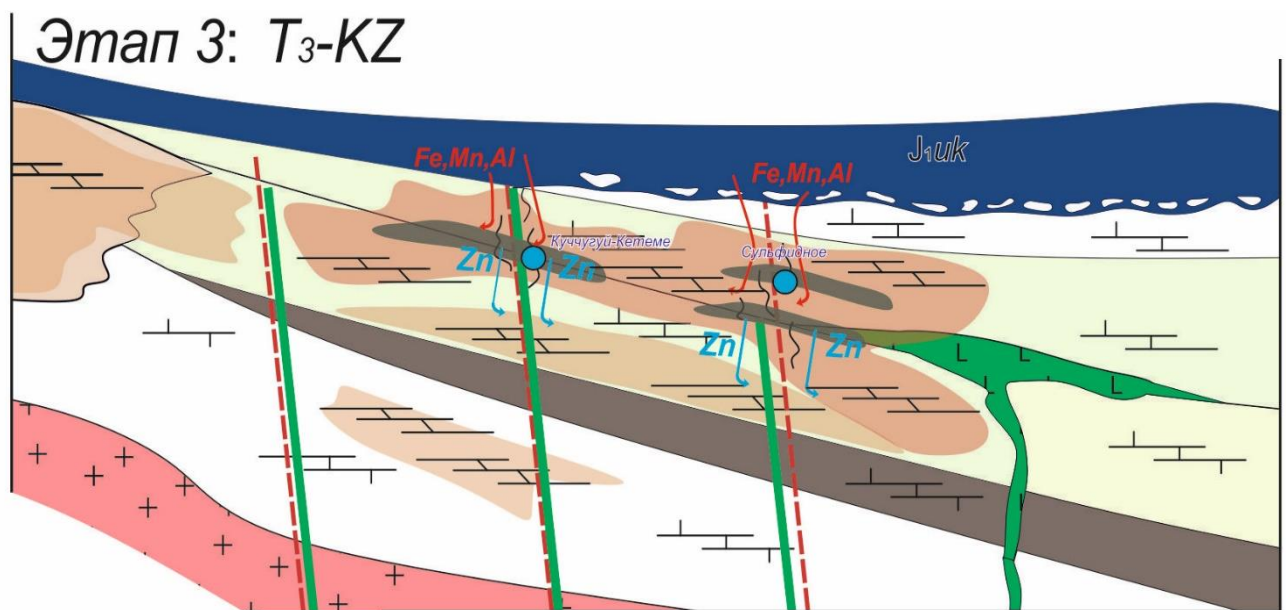


Рис. 5.4 Схематическое изображение третьего этапа формирования оруденения в континентальных условиях с наложением гипергенных и гидрогенно-инфильтрационных процессов

5.2. Сравнительная характеристика Pb-Zn оруденения территории с оруденением известных геолого-промышленных типов

По особенностям локализации и контроля оруденения стратиформная Pb-Zn минерализации территории несмотря на схожие черты с рядом геолого-промышленных типов, имеет и свои во многом уникальные особенности. Далее при описании характеристик оруденения территории в сравнении с моделями месторождений MVT-типа для удобства будет использоваться понятие «кетемский тип» (таблица 5.1).

Региональная тектоническая позиция оруденения определяется его положением в пределах края внутриконтинентальной впадины Сибирской платформы. Оруденение имеет закономерную позицию в пределах Алданской антеклизы, на флангах осложняющих её морфоструктур II-го порядка. Центральная и восточная часть Алданской антеклизы, к которой приурочены свинцово-цинковые руды, являются областью неглубокого залегания поверхности

кристаллического фундамента в интервалах 200-400 м от дневной поверхности. Она отвечает Алдано-Ленскому поднятию, в северо-восточной части которого в устьевой части р. Синяя фиксируется осложняющая положительная морфоструктура III-го порядка северо-восточного, субширотного простиранья, известная как Усть-Синский структурный выступ [27; 202]. В западной части площади абсолютные отметки глубины поверхности фундамента увеличиваются до 800 метров и относятся к Амгинскому прогибу, переходящему на востоке в Суолинскую котловину с глубинами залегания фундамента до 1300 м. Рудопроявления закономерно приурочены к зонам сочленения этих двух структур и выявлены на участках с абсолютной глубиной залегания поверхности фундамента в 700 м. Такое положение рудопроявлений является в целом весьма характерным для стратиформного Pb-Zn оруденения в карбонатных толщах. В то же время особенности геодинамического и палеогеографического положения Сибирского континента в раннекембрийское время позволяют рассматривать Суолинскую котловину как внутриконтинентальную структуру и ассоциировать рассматриваемое оруденение с миссисипским геолого-промышленным типом [37; 40; 113; 114].

С особенностями глубинного строения территории напрямую связаны не только фациально-литологические, но и тектонические особенности строения территории. Породы осадочного чехла платформы наследуют морфологические особенности залегания кристаллических пород фундамента, что, в том числе, выражается в закономерном положении рифовых и рифогенных отложений, направления их проградации в ходе эволюции осадочного бассейна.

Таблица 5.1

Геолого-генетическая модель стратиформного Pb-Zn оруденения в карбонатных толщах
«кетеманского типа»

ПРИЗНАКИ	КЕТЕМЕНСКИЙ ТИП
1	2
Региональная тектоническая позиция	Внутриконтинентальная впадина кратона
Палеотектоническая позиция	Рифогенный карбонатный комплекс с сложной фациальной зональностью, преимущественно предрифовый склон
Рудоносная формация и субформация	Кремнисто-известково-доломитовая формация; известково-доломитовая субформация
Палеофациальная обстановка отложения рудовмещающих пород	Мелководно-морские условия с органогенными постройками, активная гидродинамика
Рудовмещающие отложения	Рифогенные массивные хемогенные известняки, эпигенетические доломиты
Возраст вмещающих пород:	С ₁
Возраст формирования оруденения	D ₃ -C ₁
Пликвативная тектоника	Крыло пологой складки II порядка (угол на крыльях 1-2)° малоамплитудные брахиантиклинальные складки III порядка

ПРИЗНАКИ	КЕТЕМЕНСКИЙ ТИП
1	2
Дизъюнктивная тектоника	Не активная. Слабоамплитудные разломы и трещины СВ простирания 20-30 ° (в пределах проявления не более 1 м)
Магматические образования	Долериты, габбро-долериты D ₃ -C ₁ , эффузивы и туфы Э ₁
Рудоконтролирующие тектонические структуры	Зоны сочленения конседиментационных разломов северо-западного простирания и рифтогенных разломов северо-восточного простирания
Количество рудоносных уровней	Два (три, включая пирит-марказитовый непродуктивный)
Морфология рудных тел	Нижний горизонт – пласты, зоны, горизонты Средний горизонт – рудные ленты, субпластовые залежи Верхний уровень – рудные столбы, субпластовые лентовидные залежи.
Преобладающие текстуры руд	прожилково-вкрапленная, гнездовидная, массивная до колчеданной, брекичеевидная
Гидротермально-метасоматические процессы	Вторичная доломитизация, джаспероидизация, кальцитизация
Основные сульфидные минералы	Пирит, марказит, галенит, сфалерит
Второстепенные сульфидные минералы	Халькопирит, арсенопирит (ед.)
Вторичные минералы	Гётит, гидрогетит, гидрогематит лимонит, вернадит, пиролюзит, церуссит
Нерудные минералы	Кальцит, доломит, кварц, монтмориллонит, гидрослюда, гипс
Преобладающий тип руд	Сфалерит-галенит-марказит-пиритовый
Элементы примеси	Ag, Mn, Fe, Co
Зональность оруденения	Рост Pb, Zn, Mn к центру, преобладание Zn над Pb в внешней зоне, рост Pb вверх по рудному разрезу.
Вторичные преобразования руд	Интенсивный гипергенез
Изотопный состав свинца сульфидов	Близок к составу вмещающих пород
Изотопный состав серы сульфидов	От 7.4 до 12.0 ‰
Парагенетические магматические образования	Раннекембрийские рифтогенные гиалобазальты и вулканогенно-осадочные породы.
Генезис месторождения	Гидротермально-метасоматический.
Источник рудного вещества	Вмещающие и подстилающие породы.
Механизм транспортировки и способ мобилизации вещества	Мобилизация металлов агрессивными катагенетическими, в том числе, нафтидными флюидами в хлоридной и комплексной форме. Осаждение рудных элементов на геохимических и гидродинамических барьерах.

Палеотектоническая позиция оруденения отражается в особенностях развития кембрийского рудно-осадочного бассейна и заключается в приуроченности свинцово-цинкового оруденения к кремнисто-известково-доломитовым рифогенным отложениям, сформированным в обстановке перехода от барьерного рифа к области открытого моря (Синско-Ботомская СФЗ), сменяющихся на запад рифовыми и солеродно-лагунными отложениями и черносланцевыми доманикоидными на востоке. При этом, если оруденение кетеменского типа локализовано во внешнем, открытом к морскому бассейну сегменту предрифового склона, то для большинства месторождений наблюдается приуроченность оруденения к фациям рифа и ближнего

предрифового склона или внутренней зарифовой области с открытым и ограниченным водообменом.

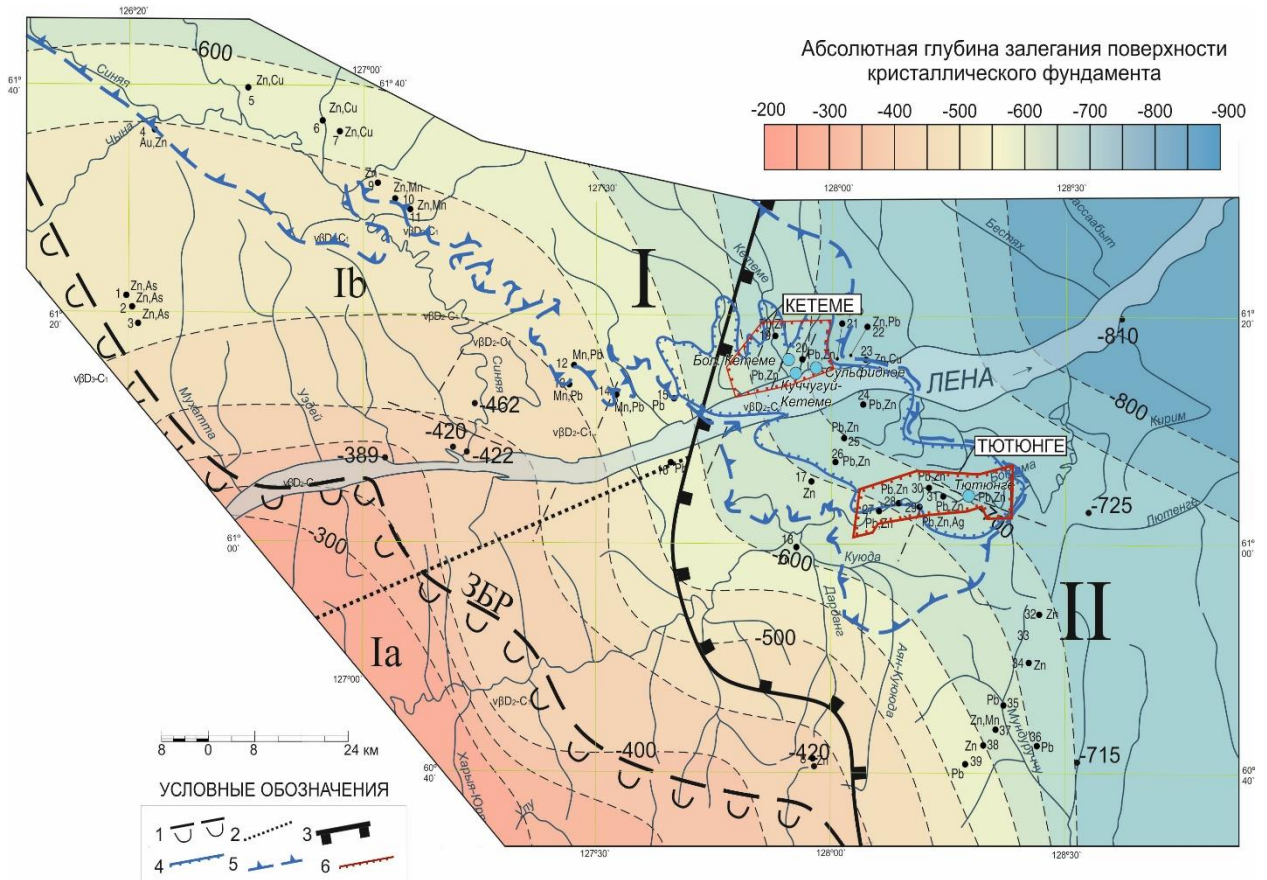


Рис. 5.5 Схема положения изогипс поверхности докембрийского фундамента Сибирской латформы в пределах юго-восточной части Анабаро-Синской СФО с нанесенными границами внешней зоны распространения рифовых фаций Западно-Якутского Барьерного рифа (на основе данных [202] с дополнениями)

Условные обозначения: 1 – внешняя граница распространения рифовых фация Западно-Якутского барьерного рифа (современное положение) 2 – границы структур III-го порядка; 3 – границы структур II-го порядка; 4 – контуры кетемского потенциального рудного узла, 5 – контуры Синско-Ботомской потенциальной минерагенической зоны; 6 – контуры опорных участков исследования и их наименования. **Буквами обозначены:** I – Алдано-Ленское поднятие; II – Амгинский прогиб и Суолинская котловина; Ia – Усть-Синский выступ.

В аналогичных обстановках локализованы некоторые месторождения миссисипского и миргалимсайского типов [37; 40; 113; 114]. Стоит отметить, что зарифовые и рифовые отложения тойноского яруса не сохранились в геологической летописи территории. Теоретически имеется потенциал наличия свинцово-цинкового оруденения в фациальных аналогах кетемской и титаринской свиты в погруженных частях Алданской антеклизы.

В литологическом составе рудовмещающей формации основной объём занимают эпигенетические вторичные доломиты, составляя более 50-55 % объема пород. Пелитоморфные и органогенные известняки широко распространены в пределах разреза кетемской свиты и в кровельной части титаринской свиты, занимая примерно 40-45 % объема рудовмещающей пачки. Подрудные отложения представлены существенно битуминозными известняками, углеродистыми сланцами синской и куторгиновой свит, а также ритмично-слоистыми известняками, доломитами и мергелями пестроцветной и переходной свиты.

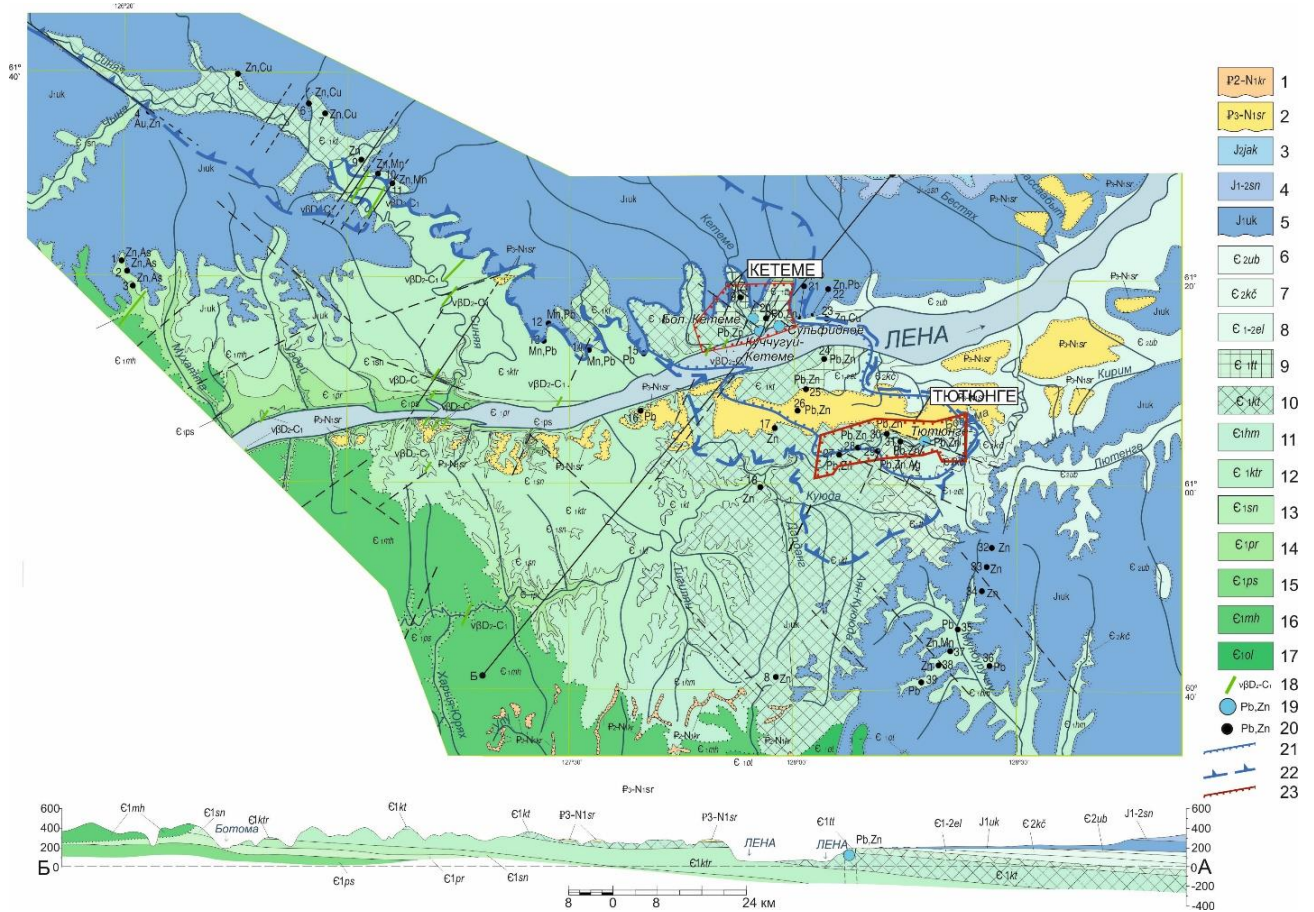


Рис. 5.6 Карта геологического строения юго-восточной части Анабаро-Синской СФО. На основе данных [27; 28; 197; 202] с авторскими дополнениями)

Условные обозначения: 1-20 соответствуют рис. 1.6; 21 – контуры кетеминского потенциального рудного узла, 22 – контуры Синско-Ботомской потенциальной минерагенической зоны; 23 – контуры опорных участков исследования и их наименования.

Надрудное положение занимают органогенно-обломочные известняки, карбонатные песчаники и алевролиты еланской и кычикской свит раннего и среднего кембрия. Связь оруденения с фациальными рядами рифовых и черносланцевых отложений является одной из визитных карточек месторождений МVT-типа [38; 40; 45; 71; 105; 113; 114; 159; 158]. Учитывая объемы распространения определенных литологических разновидностей пород в разрезе, особенности их фациального и стратиграфического положения, карбонатные отложения раннекембрийской части рудовмещающего разреза Синско-Ботомской СФЗ могут быть сопоставлены с кремнисто-известняково-доломитовой формацией, известково-доломитовой субформацией, характерных для месторождений *миссисипского типа* (таблица 5.2).

Возраст рудовмещающей формации позволяет рассматривать оруденение кетеминского типа как аналог *миссисипского* и *сарданского типов*, основной объём месторождений которых характеризуется венд-кембрийским возрастом вмещающих отложений (рисунок 5.6). Важно и то, что венд-ранненордовикский этап развития Сибирской Платформы в целом является продуктивным на Pb-Zn оруденение и именно в эту стадию сформировались рудовмещающие отложения всех выделяемых в её пределах рудных зон, районов и узлов.

Структурно-тектонический контроль оруденения обусловлен закономерной ролью разновозрастных разрывных нарушений и трещин. Роль пликативной тектоники в контроле оруденения не значительна, а примечательной особенностью территории является практически ненарушенный характер залегания рудовмещающих толщ. Региональная вергентность залегания пород в северо-восточном направлении (менее 1-2 градусов) обусловлена последовательной компенсацией осадками бассейна [17; 27; 28; 82; 93] и морфологией поверхности фундамента.

Таблица 5.2

Характеристика литологического состава рудовмещающих формаций основных геолого-промышленных типов месторождений MVT-типа, по данным Г.В. Ручкина [113] с дополнениями автора

Характеристика	Типы месторождений						
	Кетемский «тип»	Сарданский	Миссисипский	Силезско-краковский	Миргалимсайский	Шалкинский	Учкулачский
Глинистые осадки	5-10 %	10 %	10 %	20 %	-	-	-
Кремнистые осадки	Менее 1 %	-	-	-	-	10 %	-
Углеродистое вещество	Менее 1%	-	-	-	5	5 %	-
Известняки	40	40 %	40 %	30 %	60	35 %	30 %
Доломиты	50-55 %	50 %	50 %	50 %	35	50 %	35 %
Трахириолит-дациты и их туфы, туффиты	-	-	-	-	-	-	15 %
Алевриты, песчаники, гравелиты	-	-	-	-	-	-	20 %
Рудовмещающая формация и ее состав	Кремнисто-доломит-известковая	Глинисто-доломит-известковая	Кремнисто-доломит-известковая	Глинисто-известково-доломитовая	Углеродисто-доломит-известковая	Углеродисто-кремнисто-доломит-известковая	Трахириолит-дацит-терригенно-известково-доломитовая

В центральной части площади отмечается наличие крупной, но весьма пологой складки поперечного изгиба или так называемой штамповой складки изометричного типа, ось которой расположена в 60 км к западу от известных проявлений в районе устья р. Лабыйя [27; 197; 202]. В районе рудопоявлений отмечаются лишь незначительные по длине и амплитуде флексуры и флексурные изгибы низшего порядка. Характерной особенностью строения всего венд-палеозойского чехла юго-западной части Сибирской платформы является распространенность крутых асимметричных вплоть до субвертикальных складок в зонах контакта пород с

магматическими образованиями чаро-синского комплекса. Такие структуры зафиксированы нами в пределах рудопроявления Куччугуй-Кетеме.

Дизъюнктивная тектоника играла важную роль на локализацию оруденения как во время палеозойского этапа тектоно-магматической активизации, так и на стадии седиментогенеза. По результатам обобщения работ предшественников и дешифрирования данных дистанционных снимков в пределах площади могут быть выделены три разновозрастных системы разрывных нарушений (рисунок 5.7).

Наиболее древние из них объединяются в Лена-Ботомскую систему и относятся к структурам, разграничивающим блоки фундамента с выраженной сдвиговой кинематикой при амплитудах смещения до 100 км, отчетливо выражаясь в геофизических полях. Разломы данной системы распространены в долине рек Лена и Ботома, формируя линейную структуру шириной 25 км при протяженности до 300 км. Основным разломам Ленскому и Ботомскому, ограничивающие структуру с севера и с юга, сопутствуют многочисленные разрывы субширотного простирания, выявляемые по данным дешифрирования АФС. Формирование данных структур происходило до формирования чехла платформы.

Вторая, Усть-Учурская система разрывных нарушений, включает в пределах площади глубинные Улуйский, Усть-Учурский и Билирский разломы, выраженные знакопеременными аномалиями геофизических полей, ограничивающие различные по составу блоки кристаллического фундамента, что отражается в морфологии его поверхности. Предшественниками [195-197; 204-205] данные структуры определялись как рифтогенные. Данные разломы, заложенные на докембрийском этапе развития территории, испытывали впоследствии неоднократную ремобилизацию, и отчетливо были выражены в карбонатном чехле не только различием в мощностях и залегании свит, но и сопряженными зонами брекчирования, интенсивной трещиноватостью и маломощными складками, обусловленными неравномерным проседанием блоков фундамента за счет накопления осадков. В связи с этим они могут рассматриваться как конседиментационные. Крупные разрывные нарушения сопровождаются маломощными сателлитами с мелкими разрывами и трещинами. Их количество и степень проявленности увеличивается к восточному крылу Лена-Алданского поднятия и зоне его сочленения с Амгинским прогибом, там, где прямые и косвенные признаки оруденения проявлены наиболее интенсивно.

Третья система разрывных нарушений характеризуется северо-восточным простиранием и представлена кулисообразными, протяженными линейными трещинно-интрузивными поясами Чаро-Синской зоны [31; 80; 148]. Слагающие её разломы в пределах площади умеренно проявлены в геофизических полях, но отчетливо трассируются дайками долеритов и габбро-долеритов чаро-синского комплекса. Разломы имеют существенно раздвиговой характер с

незначительным (не более 40 м) вертикальным смещением блоков пород при неустановленных масштабах горизонтальных смещений. Данные структуры имеют девонско-раннекаменноугольный возраст, а их формирование связано с процессами внутриконтинентального рифтогенеза с раскрытием Палеовиллюйской грабен-рифтовой системы [21; 48; 57; 58; 80; 97; 148].

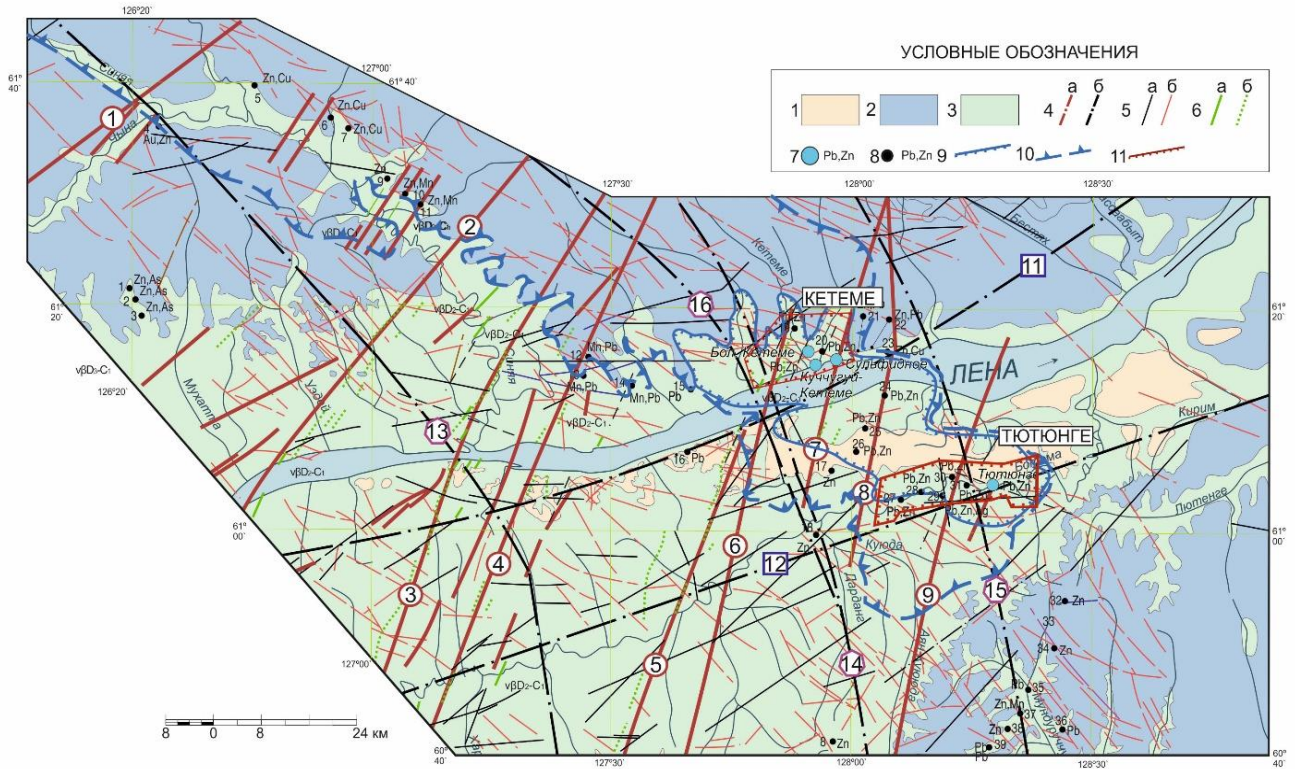


Рис. 5.7 Тектоническая схема территории юго-восточной части Анабаро-Синской СФО (на основе данных [27; 28; 196; 197; 202] с авторскими дополнениями)

Условные обозначения: 1 – породы верхнего структурного этажа (кайнозойские аллювиально-озерные и элювиальные породы; 2 – породы среднего структурного этажа (юрские мелководно-морские и терригенные породы; 3 – породы нижнего структурного этажа: карбонатные, карбонатно-глинистые отложения раннего-среднего кембрия. 4 – Проекция плоскостей зон региональных разрывных нарушений 1-го порядка; 5 – Осевые линии малоамплитудных трещин и разрывов низшего порядка: а – конседиментационного заложения, б – не конседиментационного заложения; 6 – интрузивные образования долеритов и габбро-долеритов чаро-синского гипабиссального дифференцированного комплекса: а – выходящие на поверхность; б – не выходящие на поверхность, установленные по данным интерпретации геофизических данных). 7 – рудопроявления полезных ископаемых и их индексы, 8 – пункты минерализации полезных ископаемых и их индексы; 9 – контуры Кетемского потенциального рудного узла; 10 – контуры Синско-Ботомской потенциальной металлогенической зоны; 11 – контуры опорных участков исследования и их наименования

Обозначения на рисунке: 1-9 – мантийные разрывные нарушения Чаро-Синской зоны палеозойского возраста; 11, 12 – мантийные разрывные нарушения Ленской системы; 13-16 – мантийные и мантийно-коровые разрывные нарушения Учурской системы разрывных нарушений.

Разломы группируются в кулисообразные трещинно-интрузивные комплексы, мощностью около 20-40 км при протяженности до 400 км. В долинах рек Синяя, Ботома и Лена выделяются *Туоблинская зона* на северо-востоке, *Усть-Синская зона* в центральной части и *Курумканская зона* на востоке. Характер распространения данных образований восточнее рассматриваемой площади окончательно не ясен. На рисунке 5.7 показано, что все известные рудопроявления локализованы в участках суперпозиции Усть-Учурской и Курумканской зон

разрывных нарушений и, несмотря на стратифицированный характер, рудные тела закономерно приурочены к крупным проницаемым субвертикальным зонам. Такое сочетание тектонических структур также является одной из характерных особенностей оруденения MVT-типа в целом и наблюдается на месторождениях всех выделяемых типов. Впрочем, неудивительно, что крупные системы разрывных нарушений не только выступают в качестве благоприятной вмещающей среды, но и, достигая значительной протяженности, являются хорошим проводником рудогенерирующего флюида.

Геодинамическая позиция оруденения кетеменского типа является нехарактерной для месторождений MVT-типа. Большинство месторождений MVT-типа приурочены к внешней зоне крупных складчатых областей как коллизионных и транспрессионных типов (месторождения северо-американских, ирландских и шотландских каледонид *сарданского, силезско-краковского и учкулачского типа*), так и в орогенах Андского типа, например, месторождения Центрального Перу *сарданского типа* [175]. По данным D.L. Leach et al., 2004; 2010 [168; 170] тип орогенеза не оказывает значительного влияния на рудообразование. Для некоторых месторождений характерны следы формирования оруденения в первично горизонтально-слоистых породах. Другие образовывались синхронно с орогенезом, а третьи формировались после затухания тектонической деятельности. Примером этому являются месторождения Кыллахской рудной зоны (Сардана, Уруй, Перевальное и др.), в пределах которых отмечается до 5 этапов тектонической перестройки. По данным В.Г. Пономарева и др., 1979 [100], в рудах месторождения Сардана наблюдаются три генерации галенита, модельные Pb-Pb возраста которых соответствуют как вендскому (возраст формирования рудовмещающих пород), так и палеозойскому и мезозойскому возрасту. Противоречивые данные приводятся и по месторождениям Верхне-Силезского рудного бассейна (Силезско-Краковский тип). По данным Heijlen et al., 2003 [159], возраст минерализации совпадает по времени с периодом континентального рифтогенеза, связанного с распадом Пангеи. В то же время Symons et al., 1995 [189] приводят данные палеомагнитных реконструкций, согласно которым возраст формирования оруденения на месторождении Олькуш соответствует этапу закрытия бассейна Мезотеттиса во время карпатского орогенеза. Как было отмечено, оруденение «кетеменского типа» сформировалось в связи с процессами внутриплитного рифтогенеза, связанного с раскрытием Палеовиллюйской грабен-рифтовой системы. Из мировых объектов-аналогов MVT-типа в идентичной геодинамической обстановке сформирован ряд месторождений таких как Нанисвик в Канаде (*Сарданский тип*) и месторождения рудного района Леннард Шельф *миссисипского типа* в Австралии [151; 178]. Синрифтовый характер рудно-метасоматических процессов прослеживается также и для свинцово-цинковых руд различных районов Центрального США, приуроченных к структурам рифтов Мидконтинента [144] и Впадины

Миссури [163]. Отличие заключается в том, что в пределах данных структур произошла инверсия рифтов с формированием взбросовых и надвиговых структур в условиях сжатия. Синрифтовые тектонические процессы сформировали в пределах юго-восточной Якутии значительную по площади магмо- и тектоноактивную зону, разделенную на несколько сегментов, оперяющих оси Палеовиллюйского и Молодинского Рифта [167; 180]. Рассматриваемая площадь расположена в краевой части Чаро-Синского сегмента, располагающуюся к югу от оси рифта. Такое крупномасштабное тектоническое событие, несмотря на существенно раздвиговую кинематику процессов, привело к формированию проницаемых структур и вызвало миграцию рудогенерирующих рассольных катагенетических вод в элизионном режиме.

Гидротермально-метасоматические особенности заключаются в приуроченности руд к полям развития тектоногенных вторичных доломитов и кварц-карбонатных низкотемпературных джаспероидов (апокарбонатно-кремнистых метасоматитов), формирование которых связано с миграцией в элизионном режиме захороненных седиментогенных катагенетических вод Лено-Оленёкского артезианского палеобассейна [4-8]. Вещественные проявления данных процессов наблюдаются как в карбонатных породах в виде зональных апокарбонатно-кремнистых метасоматитов, так и в магматических породах девонского и кембрийского возраста в виде аргиллизит-березитовых эпипород. Площадным распространением пользуются поля эпигенетических доломитов, в то время как джаспероиды характеризуются локальным околотрещинным положением и пространственно сопряжены с Pb-Zn рудами (рисунок 5.8). Ореол вторичных преобразований достигает 12 000 км² и превосходит по площади аналогичные ореолы крупнейших свинцово-цинковых районов мира таких как Южный Миссури (1 600 км²), Верхнемиссисиппский (7 800 км²), Верхнесилезский (2 800 км²) [169; 179].

Пространственная связь свинцово-цинковых руд с проявлениями джаспероидизации отмечена далеко не для всех объектов MVT-типа, но характерна для месторождений миссисипского геолого-промышленного типа [113]. К примеру, на месторождениях рудного района Три-Стейт и округа Металин (США) кварц и халцедоновидный кварц формируют зоны вторичного замещения в ядерной части каверн и пустот или же формируют каркасные колломорфно- друзовые агрегаты в околорудной части [169]. Кварц в виде крупнозернистых кристаллов фиксируется на некоторых месторождениях района Вибурнум-тренд (США) [168]. Также околорудное окварцевание в ядерных частях рудно-метасоматических колонок характерно для некоторых месторождений *сарданского типа*, например, Маскотт-Джефферсон Сити [169] Умеренное окварцевание вмещающих и околорудных пород наблюдается также на месторождениях *шалкинского типа* [39; 113]. В целом, наличие кварцевой составляющей в разрезе рудоносных ГМ образований обуславливается степенью его концентрации в осадочных

породах-протолитах. Как уже отмечалось, обогащение кремнистым веществом является региональной особенностью карбонатных пород юго-востока Сибирской платформы [13; 23].

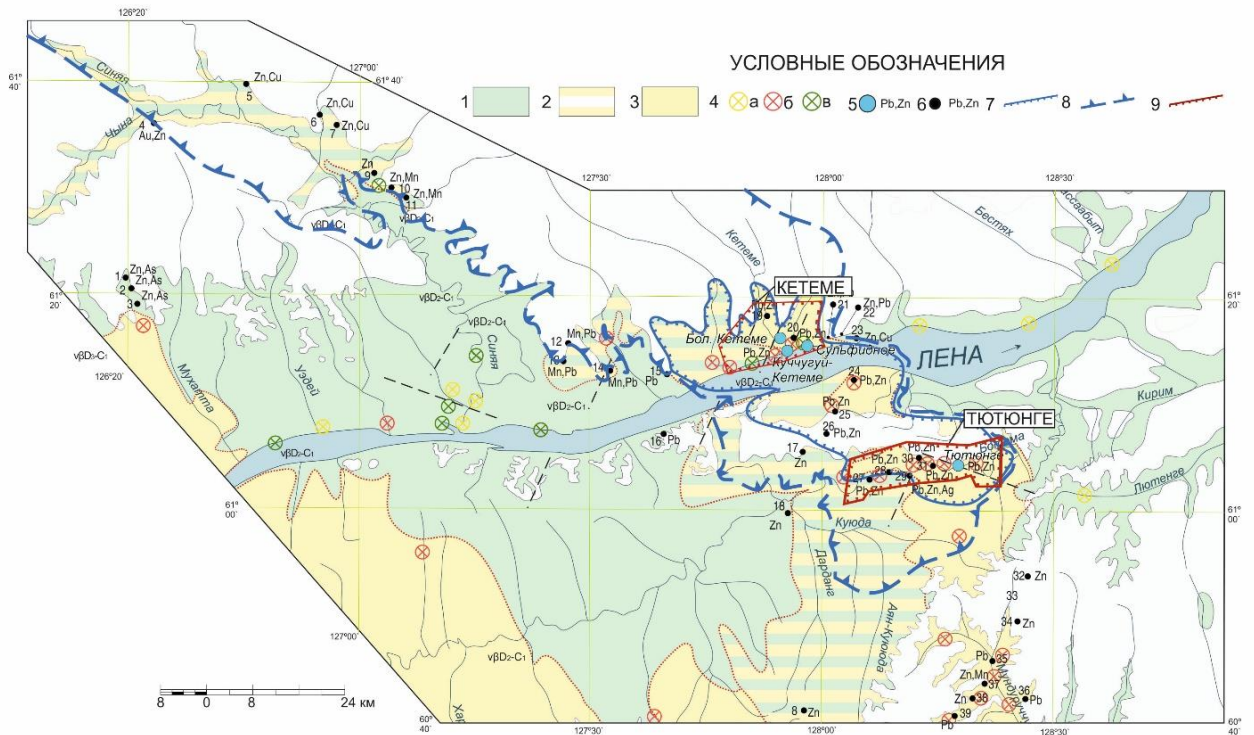


Рис. 5.8 Карта распространения гидротермально-метасоматических образований по карбонатным породам кембрия и девонским магматическим комплексам в пределах междуречья рек Лена и Амга

Условные обозначения: 1 – карбонатные, карбонатно-глинистые отложения раннего-среднего кембрия не подверженные вторичным преобразованиям; 2 – области площадного развития слабо- и умеренно проявленной эпигенетической доломитизации (10-75% новообразованных минералов); 3 – области полнопроявленного площадного развития эпигенетической доломитизации (более 75% новообразованных минералов); 4 – внемасштабные участки развития ГМ образований: а – эпигенетической доломитизации; б – кварц-карбонатных метасоматитов (джаспероидов); в – аргиллизит-березитовых метасоматитов; 5 – рудопроявления полезных ископаемых и их индексы, 6 – пункты минерализации полезных ископаемых и их индексы; 7 – контуры Кетемского потенциального рудного узла; 8 – контуры Синско-Ботомской потенциальной минерагенической зоны; 9 – контуры опорных участков исследования и их наименования.

Состав и структурно-морфологические особенности рудной минерализации являются необычными, но и не уникальными для месторождений MVT-типа, что выражается в весьма значительном содержании пирита и марказита в сульфидных рудах и их колчеданном облике. Высокие содержания пирита известны, в частности, для уже упомянутого месторождения Наннисвик в Северной Канаде или месторождения Цадйебут (Cadjebut) в Австралии [155; 170]. Существенно пиритовые прожилковые и прожилково-вкрапленные до массивных руд присутствуют на многих объектах объектов миссисипского типа, но не всегда выделяются авторами в качестве рудных горизонтов ввиду рассеянного характера минерализации и низких содержаний полезных компонентов, а также выраженного разделения в пространстве пирит-марказитовой и сфалерит-галенитовой минерализации [169; 179].

В целом, для оруденения наблюдается характерная вертикальная и концентрическая зональность при росте содержаний свинца, цинка к центральным зонам оруденения при более

широком развитии галенитовых руд в верхней и центральной частях проявлений. Такая морфология позволяет ассоциировать оруденение кетеменского типа с объектами *миссисипского геолого-промышленного типа* [113]. Для него характерно кулисообразное расположение оруденения с двумя или тремя уровнями, где в пределах генотипических месторождений Мидконтинента США (Билгарц, Вибурнум Тренд и др.) нижний горизонт представлен существенно сфалеритовыми пластовыми и субпластовыми прожилковыми и редко полосчатыми рудами; верхний – существенно галенитовыми пластовыми, трубообразными и брекчиевыми рудами [37; 172; 182]. Минеральный состав руд отличается простотой и выраженным преобладанием галенита над сфалеритом, в особенности в пределах наиболее богатых центральных частей рудно-метасоматической колонки.

Геохимические особенности оруденения указывают на тесную ассоциацию Pb, Zn, Mn, Ag с попутной повышенной концентрацией Cu и Fe в рудах и околорудных метасоматитах. Обращает на себя внимание выраженное обеднение руд кетеменского типа такими характерными типоморфными элементами как Ba и F, а также примесными элементами: Cd, Ge, In. Возможной причиной этого является слабая сохранность сфалерита зоне окисления и концентрация его на более глубокие горизонты.

Марганец не является типоморфным минералом-спутником полиметаллических руд, однако зачастую формирует значительные концентрации вплоть до промышленно-значимых во внешних ореолах рудно-метасоматической системы на флангах рудных полей и узлов. Такие примеры известны в рудовмещающих отложениях месторождения Озерное Олокинской минерагенической зоны, а также месторождений *миргалимсайского* и *шалкинского* типов в ассоциации с периферийными частями рудных зон. На месторождении Миргалимсай марганцевая минерализация в виде окислов и карбонатов приурочена к ядерной части рудно-метасоматической колонки и ассоциирует с серебром и баритом.

Серебро является характерным сопутствующим элементом месторождений *Сарданского* типа. К примеру, для месторождения Сардана прогнозные ресурсы серебра категории P₁ составляют 679 тонн [198]. Месторождения сарданского типа Прейри Крик и Нанисивик в Канаде характеризуются средними содержаниями серебра в рудах 161 г/т и 34 г/т, соответственно [169]. На месторождениях миргалимсайского типа серебро наблюдается в ядерной части рудно-метасоматической колонки в ассоциации с баритовым ядром.

В то же время месторождения миссисипского являются наиболее сложными и разнообразными по составу примесных элементов, в особенности месторождения района Вибурнум Тренд, где *медь* разрабатывается в качестве попутного компонента, в качестве примесных и аксессуарных (местами и породообразующих) минералов выявлен широкий спектр сульфидов и сульфатов Co, Ni, Fe, Ag, Sb [162], самородное Au. Полученные данные указывают

на региональную минералого-геохимическую особенность руд и в дальнейшем в случае проведения поисковых и других крупномасштабных работ могут быть существенно дополнены.

Характер фракционирования изотопов свинца и серы сульфидов и рудоносных пород «кетеменского типа» хорошо согласуются с представлениями о геолого-генетических особенностях месторождений MVT-типа. Характер фракционирования изотопов серы в сульфидах указывает на наличие как минимум двух существенно коровых её источников, которыми с наибольшей долей вероятности выступали сульфаты морской воды, инфильтрующиеся из области солеродных лагунных отложений Турухтано-Олёкмо-Иркутской СФО, и углеродистые отложения синской и куторгиновой свит при незначительных колебаниях значений от +7.4 до +12.0 ‰. Изотопный состав свинца в сульфидах из руд и околорудных метасоматитах характеризуется как весьма близкий с составом рудовмещающих пород. Такие изотопные особенности характерны для месторождений сарданского и миссисипского типов.

Вышеперечисленные особенности оруденения кетеменского типа позволяют сопоставить его с миссисипским геолого-промышленным типом как наиболее близким не только на основе внутрикратонного положения оруденения, но и на основе литолого-геохимических особенностей рудно-осадочного бассейна, характеру пликативной и дизъюнктивной тектоники, характерным гидротермально-метасоматическим образованиям и их зональности, а также морфологическим и структурно-вещественным особенностям оруденения. Уникальность изученного типа оруденения заключается в его парагенетической связи с процессами палеозойского рифтогенеза, а также в выраженных геохимических особенностях руд и рудовмещающих пород, отражающих региональную специфику оруденения территории. При этом отмечается схожесть различных критериев оруденения кетеменского типа с таковым для месторождения Нанисвик в Канаде, а также месторождениями Ирландского Мидленда и ряда объектов Северной Австралии (Цадйебут, район Ленард-Шельф), сформированных при влиянии производных процессов континентального рифтогенеза.

5.3. Прогнозно-поисковая модель оруденения кетеменского типа в пределах раннекембрийских карбонатных отложений Сибирской платформы

Раннекембрийские карбонатные отложения Сибирской платформы обладают потенциалом выявления востребованных промышленностью месторождений свинца и цинка. Свинцово-цинковое оруденение кетеменского типа имеет закономерное положение в геологических структурах разрезов переходного типа (Анабаро-Синская СФО) и определяется сочетанием структурных, палеогеографических, тектонических, седиментационных и других факторов контроля оруденения, обуславливающих концентрацию рудных элементов. Прогнозно-

поисковая модель оруденения составлена в соответствии с рекомендациями ФГБУ «ЦНИГРИ» [105] и представлена в таблице 5.3.

Таблица 5.3

Прогнозно-поисковая модель стратиформного свинцово-цинкового оруденения МVT-типа миссисипского геолого-промышленного типа для площади развития рифогенных раннекембрийских карбонатных отложений Синско-Ботомской СФЗ

ПРИЗНАК	Кетеменский тип оруденения
1.1 Продуктивная формация	Кремнисто-доломит-известковая карбонатная шельфа Сибирской платформы
1.2. Рудовмещающая формация	Известково-доломитовая формация фации внешнего склона Западно-Якутского барьерного рифового комплекса (Синско-Ботомская СФЗ)
2. Структурно-литологические	Раннекембрийские карбонатные отложения кетеменской и титаринской свиты
3.1. Рудоносные структуры	Теневые вулcano-плутонические структуры неясной морфологии в чехле сибирской платформы; известково-доломитовые отложения с повышенной кларк-концентрацией рудных элементов
3.2. Рудоконтролирующие структуры	Восточное крыло Амгинского прогиба (отрицательная морфоструктура фундамента платформы II-го порядка). Зоны сочленения конседиментационных разрывных нарушений и разрывов северо-западного простирания и рифогенных мантийно-коровых разрывных нарушений Чаро-Синской зоны.
3.3 Гидротермально-метасоматический	Вещественные проявления апокарбонатно-кремнистой ГМФ (Эпигенетическим доломитизация, джаспероидизация)
4.1. Типоморфные минералы руд	Пирит, марказит, галенит, сфалерит, сидерит, Fe-Mn доломит и кальцит, пиролюзит, вернадит, смитсонит, лимонит
4.1. Морфология выделений	Неравномернозернистые гипидиоморфнозернистые, крустификационные кристаллы галенита, сфалерита, пирита, марказита. В зоне окисления плёночные выделения, сплошные массы лимонита, гётита.
4.2 Изотопный состав рудных минералов	Изотопный состав Pb близок к составу вмещающих пород, изотопный состав Серы дифференцирован, преимущественно от +7 до +12 ‰
4.3. Текстуры руд	Вкрапленные, прожилково-вкрапленные, гнездовидные, прожилково-гнездовидные, прожилковые, массивные, брекчиевые
4.4. Отношение Zn:Pb	Нижние уровни (Zn:Pb 5:1-8:1), центральные уровни (Zn:Pb 2:1-1:1), Верхние уровни (Zn:Pb 1:2 – 1:8)
4.5. Элементы примеси в минералах	Fe, Cu
5.1 Преобладающая рудная ассоциация	Pb, Zn, Ag, Mn,
5.2 Преобладающая надрудная ассоциация	Sr
6. Геофизические	Близповерхностные участки относительно высокой электропроводности (до 5000-7000 Ом/м) сложной, преимущественно субпластовой или пологопадающей формы сопровождающиеся локальными аномалиями магнитного поля.

По результатам работы была дана прогнозная оценка территории Кетеменского потенциального рудного узла в его границах на левобережье р. Лена [199]. Прогнозные ресурсы были апробированы и утверждены протоколом ФГБУ «ВСЕГЕИ» в количестве 187 тыс т. Pb и 603 тыс т Zn. Более высокие содержания Zn, по мнению автора, обусловлены значительными его ресурсами на глубоких горизонтах в виде несурьфидных руд.

При этом область развития оруденения в пределах участка Ботомский имеет слабую перспективу на выявление объектов ранга потенциальное месторождение ввиду незначительно проявленных прямых признаков оруденения. В то же время территории на левобережье р. Лена в пределах участка Кетеменский обладает потенциалом выявления таковых объектов ввиду не только широкого распространения прямых и косвенных признаков оруденения, но и более выраженными тектоническими, литолого-формационными и другими рудоконтролирующими критериями. Среди них наиболее важными являются *гидротермально-метасоматический, стратиграфический, литолого-геохимический и геоморфологический критерии.*

Стратиграфический поисковый критерий наиболее ярко выражен в пределах территории. В главах 3 и 4 было отмечено, что наиболее полнопроявленные ГМ образования и руды закономерно приурочены к верхним пачкам кетеменской свиты и титаринской свиты. Породы средней и нижней частей разреза кетеменской свиты, сложенные преимущественно известняками с невыдержанными по мощности прослоями полнопроявленных эпигенетических доломитов, отвечают внешнему ореолу рудно-метасоматической зональности и нижней части рудного разреза. Надрудные горизонты еланской свиты, как правило, весьма слабо подвержены процессам вторичной доломитизации, однако наличие в них субвертикальных зон дробления и трещиноватости в сочетании с кварц-кальцитовыми и существенно кальцитовыми жилами может указывать на наличие нескрытого оруденения на глубине.

Геофизический критерий. Участок междуречья рек Кетеме и Куччугуй-Кетеме был детально изучен в ходе работ Ленской ГРЭ в 1989-1990 гг. В его пределах проводилась детальная наземная электроразведка методом ВЭЗ, а также магниторазведка по сети 200x20-10 м на площади 13.5 км² с частичной заверкой выявленных аномалий скважинами. Полученные результаты представляют несомненный интерес, однако их интерпретация предшественниками проводилась без учета возможной модели наличия в пределах площади стратиформных Pb-Zn месторождений. Установлено, что площадь кетеменского потенциального рудного узла расположена в пределах мощной зоны тектонических нарушений шириной 10 км при общем простирании в 335° [203]. Она простирается от п. Еланка до устья р. Кетеме. В её пределах выделяются локальные участки повышенной проводимости, характеризующиеся глубинным распространением и представляющие собой полосообразные северо-северо-западной ориентировки, осложненные субширотными апофизами. В пределах участка выявлены интенсивные (до 5000-7000 Ом/м) аномалии субпластового типа со сложной морфологией и геометрией, ассоциированные с субвертикальными аномалиями в пределах зон разрывных нарушений. Они имеют сложную форму, приближенно соответствующую плащеобразной форме на уровне глубинных отметок 95-105 м. Такие участки ассоциированы с локальными знакопеременными аномалиями магнитного поля. В ходе заверки данных аномалий в

непосредственной близости от рудопоявления Сульфидное были вскрыты субсогласные напластованию пород зоны карстового выщелачивания с брекчиями обрушения и глинистым интенсивно ожеженным матриксом, выполненным каолинит-гидрослюдистыми гипергенезированными образованиями, опробование которых показало содержания Pb и Zn до 1.2 %. Предшественниками они были ассоциированы с надвиговыми дислокациями, а гипергенезированные брекчии ассоциированы с складками волочения или гидрохимическими проявлениями. По мнению автора, данные горизонты высокой электропроводности неглубокого залегания в ассоциации с зонами брекчирования указывают на наличие на глубине стратифицированных залежей полиметаллических руд как субпластовой и лентовидной, так и более сложной формы, обусловленных объемным выщелачиванием и формированием минерализованных брекчий обрушения, характерных для стратиформных месторождений MVT-типа, реликты которых встречены нами в борту карьера на водоразделе рек Кетеме и Куччугуй-Кетеме. Представление о наличии надвиговой структуры в пологопадающих карбонатных породах чехла платформы представляется маловероятным. Вышеизложенное позволяет использовать участки высокой электропроводности (до 5000-7000 Ом/м) в качестве геофизического поискового критерия.

Структурно-тектонический критерий. В главах 1, 3 и 4 показано, что зоны сочленения рифтогенных и конседиментационных разрывных нарушений являются характерными зонами разгрузки рудоносного флюида, обеспечивающих локализацию свинцово-цинкового оруденения в зонах их влияния и пересечения. Все выявленные в пределах участка рудопоявления и пункты минерализации приурочены к зонам пересечения разрывов Усть-Учурской и Чаро-Синской систем разрывных нарушений. Дайки долеритов и габбро-долеритов чаро-синского комплекса хоть и не выполняют рудоконтролирующей роли, однако, маркируя зоны слабопроявленных в современном рельефе разрывных нарушений, в том числе на глубине, позволяют облегчить геофизические методы поиска с целью картирования рудоконтролирующих структур.

Гидротермально-метасоматический критерий. Описанные в главах 3 и 4 особенности ГМ образований обусловили прямую связь гидротермально-метасоматической и рудной зональностей в пределах участка. Все выявленные в пределах участка рудопоявления относятся к зонам полнопроявленных джаспероидов в центральной и ядерной частях ГМ-колонки.

Геохимический критерий. В главах 3 и 4 было продемонстрировано, что аномальное геохимическое поле территории является отражением комплексного влияния седиментогенных, магматических, гидротермально-метасоматических, в том числе и гипергенных процессов. В главе 4 показано, что контрастность мультипликативных аномалий Pb-Zn-Mn-Ag состава согласуется с геометрией ГМ образований и степенью их проявленности, а наиболее интенсивные из них маркируют центральный и верхний уровень оруденения. В то же время

поведение стронция позволяет маркировать не только внешний и нижний уровни рудно-метасоматической колонки, но и надрудный уровень, указывающий на возможное скрытое оруденение. Вкупе это позволяет использовать мультипликативные аномалии Zn-Pb-Mn-Ag и Sr в качестве поисковых критериев.

Геоморфологический критерий обусловлен неравномерным врезом долин рек, дренирующих территорию участка (Рисунок 5.9). Учитывая полого-секущее положение гидротермально-метасоматической и рудной зональности по отношению к залеганию кембрийских рудовмещающих пород при незначительно выраженном их падении в северо-восточном направлении, видно, что в восточной части площади, в долине р. Кетеме, ниже гипсометрической отметки 160 м распространены отложения нижней и средней части разреза кетеменской свиты, в то время как на западе участка даже в нижнем течении р. Куччугуй-Кетеме дренирует интенсивно измененные рудоносные отложения верхней пачки кетеменской свиты. В то же время, если на западе выше гипсометрической отметки 200 м распространены наиболее интенсивные геохимические аномалии типоморфных для оруденения элементов, а также распространены полнопроявленные ГМ образования внутренней и центральной части колонки, то в восточной части на левом берегу р. Куччугуй-Кетеме под покровными суглинками развиты слабо измененные отложения верхней части разреза титаринской свиты и нижней пачки еланской свиты, являющиеся надрудными. Это показывает, что западная часть территории является зоной значительного эрозионного среза. Такие особенности строения рельефа могут быть использованы в качестве одного из геоморфологических критериев прогнозной оценки изучаемой территории на свинцово-цинковое оруденение MVT-типа.

Совокупность вышеперечисленных поисковых признаков позволяет выделить в пределах территории кетеменской площади три перспективных участка на выявление объектов ранга потенциального рудного месторождения.

Участок Кетеме (№1) имеет площадь 5 км². Он расположен на площади водораздела рек Кетеме и Куччугуй-Кетеме в их нижнем течении. На рисунке 5.9 мы видим, что участок располагается в пределах зоны контакта пород кетеменской и титаринской свит в восточной части области распространения полно-проявленных гидротермально-метасоматических образований, где зоны контакта эпигенетических доломитов и джаспероидов создают благоприятный барьер для локализации оруденения. Площадь участка хорошо выражена в геохимическом поле надфоновыми мультипликативными аномалиями Pb, Zn, Ag, Mn и Sr. Выявленные в пределах участка рудные тела имеют кулисообразное расположение и приурочены к зонам разрывных нарушений Чаро-Синской зоны и конседиментационных разрывов северо-восточного и северо-западного простирания. Учитывая приведенные в главах 4 и 5 структурно-вещественные и минералого-геохимические особенности оруденения, здесь можно ожидать

обнаружения субпластовых и линзообразных рудных тел, протяженностью 10-50 м при мощности от 0.25 до 1.0 м, а также брекчиевых и брекчиевидных рудных тел верхнего уровня.

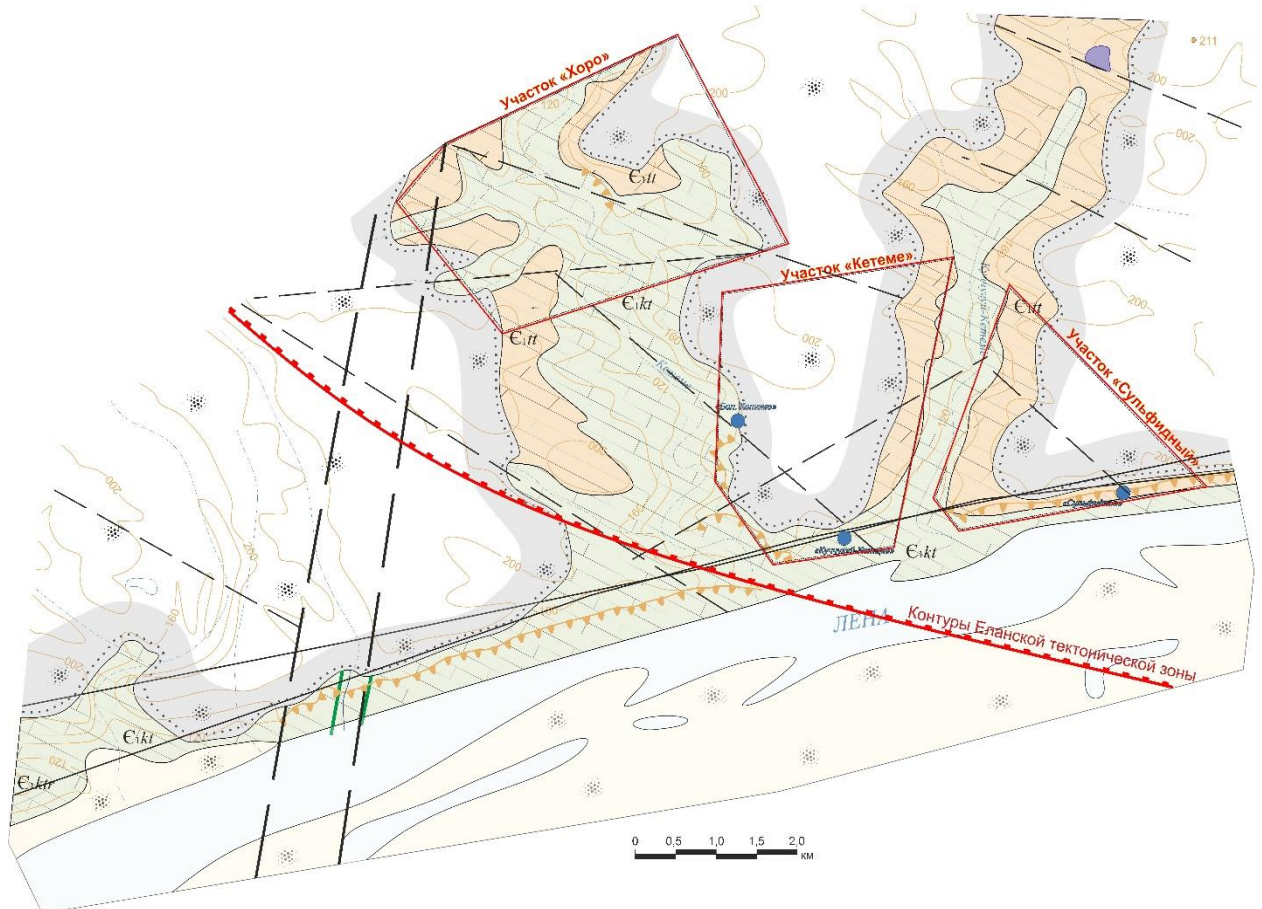


Рис. 5.9 Стратиграфический, геоморфологический и структурно-тектонический критерий оценки территории левобережной части Кетемского потенциального свинцово-цинкового рудного узла на стратиформное Pb-Zn оруденение

Участок №2 (Сульфидный) является наиболее перспективным в пределах описанной территории и имеет площадь 4,9 км². Он расположен к северо-востоку от рудопроявления Кетеме (Сульфидное) и протягивается в северо-восточном направлении в долину р. Куччугуй-Кетеме. Участок является также и наиболее изученным в пределах территории. Рудоносность его заверена не только горнопроходческими выработками в пределах рудопроявления Сульфидное, но и скважинами, пройденными с кровли кембрийского плато. В пределах участка также выражены геохимические аномалии Pb, Zn, Mn, Ag и Sr, с полнопроявленными зонами джаспероидизации и эпигенетической доломитизации. Перспективы участка связаны с высоким потенциалом выявления не только кулисообразных субпластовых рудных тел центрального уровня оруденения, но и массивных, брекчиевых и брекчиевидных рудных тел верхнего уровня, приуроченных к зоне разрывного нарушения конседиментационного характера северо-восточного характера. Это позволяет предполагать, что в стенке коренного выхода в борту реки Лена наблюдается краевая часть протяженного рудного тела лентовидной формы. Это

подтверждается также и результатами геофизических исследований, проводимых на участке в 1990 гг [203].

Участок №3 (Хоро) расположен в северо-западной части потенциального рудного узла и характеризуется слабой изученностью и интенсивным развитием гипергенных процессов. Как и в пределах участков Сульфидный и Кетеме, здесь наблюдаются зоны полнопроявленной эпигенетической доломитизации с аномальными значениями геохимического фона Pb, Zn, Ag, Mn и локальными аномалиями Sr в пределах зоны стратиграфического контакта пород кетеменской и титаринской свит. Стоит отметить, что аномалии Sr являются здесь более выраженными и контрастными. Важным отличием данного участка является широкое развитие гипергенных процессов с формированием коры выветривания мощностью до 20 метров. Примечательным является то, что в пределах выражено-слоистых горизонтов каолинизированных известняков в стенках строительных карьеров наблюдаются субвертикальные зоны брекчирования с ассоциированными обломками интенсивно ожелезненных доломитов и джаспероидов, предположительно, включающих рудную минерализацию. В пределах данного участка могут быть выявлены рудные тела как центрального, так и верхнего уровня, локализованные ниже высотных отметок 180-165 метров, выше которых развит полный профиль каолиновой коры выветривания.

Остальные участки развития прямых и косвенных поисковых признаков оруденения либо не представляют интереса, либо являются недостаточно изученными и информативными с прогнозно-поисковой точки зрения, и приурочены к подрудному или нижнему уровням вертикальной зональности оруденения и периферических гидротермально-метасоматических образований территории.

Таким образом, полученные результаты позволяют установить историю геологического развития оруденения и ассоциированных с ним процессов в пределах юго-восточной части Анабаро-Синской СФО и подготовить прогнозно-поисковую и геолого-генетическую модель оруденения территории. На основе суперпозиции прогнозно-поисковых критериев выделяются не только минерагенические таксоны ряда минерагенической зоны и рудного узла, но и участки, перспективные на выявление промышленно-значимых объектов ранга потенциальное рудное месторождение. Учитывая высокую степень схожести геологического строения юго-восточной части Анабаро-Синской СФО, имеются значительные предпосылки к значительному расширению области перспективной на выявление оруденения MVT-типа в пределах Сибирской платформы и укреплению сырьевой Якутии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты проведенных работ позволили локализовать и типизировать свинцово-цинковое оруденение в юго-восточной части Анабаро-Синской СФО, а также существенно дополнить новейшими данными сведения о литолого-геохимических, минералого-петрографических, изотопных и других характеристиках осадочных, гидротермально-метасоматических, магматических и рудных образований территории.

1. Кембрийские карбонатные отложения формировались в пределах внутриконтинентального бассейна Сибирской платформы в рифогенной обстановке в условиях повышенной температуры и солености вод бассейна.

2. Значительная часть доломитов в карбонатном разрезе имеет эпигенетическую природу и ассоциирована с зонами джаспероидизации, имеющими околорудное положение. Формирование ГМ системы и оруденения связано с процессами девонско-каменноугольного рифтогенеза в центральной части Сибирской платформы.

3. Оруденение относится к стратиформному свинцово-цинковому типу в карбонатных толщах (MVT-тип), миссисип-скому геолого-промышленному типу.

4. Оруденение сформировалось в три этапа. В первый происходило формирование повышенной концентрации рудных элементов в отложениях кетеменской и титарин-ской свиты в рифогенной обстановке. Во второй в связи с процессами континентального рифтогенеза происходит формирование площадных горизонтов джаспероидизации и эпигенетической доломитизации, мобилизация рудного вещества рассольными элизионными катагенетическими водами и концентрация его на геохимических и гидродинамических барьерах. В третий этап с формированием площадной апокарбонатной коры выветривания происходит окисление и частичное перераспределение рудного вещества с предполагаемым выносом Zn на глубокие горизонты.

5. По совокупности геоморфологических, структурно-магматических, гидротермально-метасоматических и геохимических критериев выделены перспективные участки, в пределах которых может быть обнаружено скрытое свинцово-цинковое оруденение. Показано, что ореолы апокарбонатно-кремнистых метасоматитов в совокупности с приуроченными к ним положительными аномалиями Pb-Zn-Ag-Mn и Sr состава могут быть использованы в качестве критериев прогнозирования свинцово-цинковой минерализации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**Изданная литература**

1. Авдейко Г.П. Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей / Г.П. Авдейко, А.Д. Бабанский, А.О. Богатиков [и др.]. – М.: Наука, 1987. – 336 с.
2. Архангельская В.В. Геотектонические позиции и систематика стратиформных свинцово-цинковых месторождений / В.В. Архангельская, Ф.И. Вольфсон. – М.: Наука, 1977. – 274 с.
3. Баженова Т.К. Проблема нефтегазоносности базальных горизонтов бассейнов древних платформ в аспекте их катагенетической эволюции // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – №.3. – 2008. – С. 1-21.
3. Басков Е.А. Литогеодинатика и минералогия осадочных бассейнов / Е. А. Басков, Г. А. Белиницкая, С. И. Романовский [и др.]. - СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. – 480 с.
4. Басков Е.А. Главные черты распространения и формирования основных типов подземных рассолов Сибирской платформы / Е.А. Басков // Подземные рассолы СССР. Труды ВСЕГЕИ. – 1976. – Т. 246. – С. 61–75.
5. Басков Е.А. Минеральные воды и палеогидрогеология Сибирской платформы / Е.А. Басков. – М.: Недра, 1977. – 145 с.
6. Басков Е.А. Основные черты динамики подземных вод Восточно–Сибирской артезианской области / Е.А. Басков // Гидродинамика глубоких вод артезианских бассейнов. – 1972. – С. 161–167.
7. Басков Е.А. Подземные минеральные воды и палеогидрогеология Восточно–Сибирской артезианской области: Автореф. дисс. докт. геол.–минер. наук. / ВСЕГЕИ. Л., 1967. – 34 с.
8. Бгатов В.И. Самородный свинец в осадочных породах ордовика юго–востока Сибирской платформы / В. И. Бгатов, Е. П. Марков // Геол. и геофиз. – 1977. – №. 4. – С. 136–139.
9. Бгатов В.И. Осадочные породы. Сравнительная седиментология / В.И. Бгатов // Труды объединенного института геологии, геофизики и минералогии. – Вып. 815. Новосибирск: Наука, 1994. – 200 с.
10. Бергер В.И. Сурьмяные месторождения: (Закономерности размещения и критерии прогнозирования) / В.И. Бергер. – Ленинград: Недра. Ленингр. отд–ние, 1978. – 296 с.
11. Беус А.А. Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых / А.А. Беус, С.В. Григорян. – М.: Недра, 1975. – 280 с.
12. Беус А.А. Геохимия литосферы (породообразующие элементы) / А.А. Беус. – Москва: Недра, 1972. – 296 с.

13. Богданов Ю.В. Региональные и локальные закономерности размещения стратифицированных медных и свинцово–цинковых месторождений / Ю.В. Богданов, Э.И. Кутырев. – Л.:Изд–во ВСЕГЕИ, 1970. – № 5. – 64 с.
14. Бортников Н.С. Минеральные ресурсы высокотехнологичных металлов России: состояние и перспективы развития / Н.С. Бортников, А.В. Волков, А.Л. Галямов [и др.] // Геология рудных месторождений. – 2016. – Т. 58, №2. – С. 97–119.
15. Булгакова М.Д. Осадочно–гидротермальные силициты раннего кембрия средней Лены / М.Д. Булгакова // Металлоносность осадочных и магматических комплексов средней Лены. – Якутск: ЯНЦ СО РАН. – 1995. – С. 109–119.
16. Варганов А.С. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Ангара–Енисейская. Лист Р–47 – Байкит. Объяснительная записка / А.С. Варганов, Н.Н. Попова О.В. Сосновская, И.В. Смокотина и др. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. 359 с.+ 15 вкл.
17. Варламов А.И. Кембрий Сибирской платформы. Книга 1: Алдано–Ленский регион. / А.И. Варламов, А.Ю. Розанов, В.В. Хоментовский [и др.]. – М.: ПИН РАН, 2008. – 300 с.
18. Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области / В.А. Верниковский; под редакцией Н.Л. Добрецова. – Новосибирск: Изд–во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. – 202 с.
19. Виноградов В.И. Основные принципы использования данных по изотопному составу серы для суждения о генезисе стратиформных руд / В.И. Виноградов // Роль изотопов серы в изучении генезиса стратиморфных месторождений. Труды ГИН АН СССР. М. – 1973. – С. 27–37.
20. Вопросы геологии и генезиса некоторых свинцово–цинковых месторождений Восточного Забайкалья / Отв. ред. д–р геол.–минералогич. наук Ф.И. Вольфсон. – Москва : Изд–во Акад. наук СССР, 1963. – 646 с., 8 л. табл., карт. : ил., карт.; 26 см. // (Труды Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии/ Акад. наук СССР; Вып. 83).
21. Гайдук В.В. Виллюйская среднепалеозойская рифтовая система / В.В. Гайдук. – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1988. – 128 с.
22. Галямов А.Л. Перспективы выявления месторождений миссисипского типа на Северо–Востоке России / А.Л. Галямов, А.В. Волков, К.Ю. Мурашов [и др.] //Литосфера. – 2020. – Т. 20, №. 2. – С. 254–270.
23. Галямов А.Л. Поисковая модель SEDEX–MVT месторождений арктической зоны. / А.Л. Галямов, А.В. Волков, К.В. Лобанов // Арктика: экология и экономика. – 2016. – № 1 (21). – С. 46–55.

24. Генезис эндогенных рудных месторождений / под редакцией В.И. Смирнова. – Недра, Москва, 1968. – 719 с.

25. Геология СССР. Южный Казахстан. Полезные ископаемые / под редакцией Ш.Е. Есонова, А.Е. Шлыгинаю – М.: Недра, 1977. – Т. 40, ч. 2. – 403 с.

26. Геология и полезные ископаемые России: в 6 тт. / т. 3 Восточная Сибирь. // ФГБУ «ВСЕГЕИ», Санкт–Петербург, 2002 г., С. – 396.

27. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Серия Амгинская, Листы Р–52–XXV (Синск), Р–52–XXVI (Тит–Ары), Р–52–XXVII (Булгунняхтах). Объяснительная записка / О.И. Щербаков, Л.А. Юганова, М.Л. Кокоулин и др. – СПб.: Карт. Фабрика ВСЕГЕИ. – 1999. – 75 с.

28. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Издание второе Серия Амгинская, Листы Р–52–XXXI (верховье р. Кюнгкюй), Р–52–XXXII (Улу), О–52–I (устье р. Нёгючей), О–52–II (Верхняя Амга). Объяснительная записка / О.И. Щербаков, В.А. Мендель и др. – М.: МФ ВСЕГЕИ. – 2015. – 161 с.

29. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист Р–46, 47 – Байкит. Карта дочетвертичных образований / Е.К. Ковригина, Н.С. Подгорная, Ф.М. Гайнцев. и др., Ред. Е.К. Ковригина, Н.С. Подгорная. Карта полезных ископаемых / Ю.Г. Семенов, Е.К. Ковригина и др. Отв. ред. Е.К. Ковригина. Объяснительная записка / Отв. ред. Е.К. Ковригина. — Л.: Ленингр. карт. фабрика объедин. Аэрогеология, 1984. 154 с.

30. Гриненко В.А., Гриненко Л.Н. Геохимия изотопов серы / В.А. Гриненко, Л.Н. Гриненко. – М.: Наука. – 1974. – 274 с.

31. Гузев В.Е. Чаро–Синский дайковый пояс (среднее течение р. Лена): локальный U–Pb возраст циркона и петролого–геохимические особенности / В.Е. Гузев, Г.А. Козлов, А.В. Терехов, А.В. Молчанов, И.О. Лебедев, Ю.Л. Светлова // Региональная геология и металлогения. – 2021. – № 87. – С. 28–41. DOI: 10.52349/0869–7892_2021_87_28–41

32. Гурвич Е.Г. Металлоносные осадки Мирового океана / Е.Г. Гурвич. – Санкт–Петербург: ВНИИОкеангеология, 1998. – 337 с.

33. Давыдов Ю.В. Влияние литогенеза на формирование стратиформного оруденения цветных металлов (на примере свинцово–цинковых и медных месторождений Якутии). Диссертация на соискание степени доктора геолого–минералогических наук. Сиб. Отделение ИГН–РАН, Якутск, 1999. – 310 с.

34. Дистанов Э.Г. Геологическое строение и генезис Озерного свинцово–цинкового колчеданного месторождения (Западное Забайкалье) / Э.Г. Дистанов, К.Р. Ковалев, Р.С. Тарасова // Геология рудных месторождений. – 1972. – Т. 14, №. 2. – С. 3–22.

35. Дистанов Э.Г., Кузнецов В.А. Труды института геологии и геофизики. Вопросы генезиса стратиформных свинцово–цинковых месторождений Сибири / Э.Г. Дистанов, В.А. Кузнецов. – Наука, Новосибирск, 1977. – №361. – 267 с.

36. Добровольская М.Г. Минеральные ассоциации и условия формирования свинцово–цинковых руд / М.Г. Добровольская, Т.Н. Шадлун. – М.: Наука, 1973. – 273 с.

37. Донец А.И. Геолого–промышленные типы и региональные геологические особенности стратиформных свинцово–цинковых месторождений в карбонатных толщах / А.И. Донец, Г.В. Ручкин, В.Д. Конкин. // М.: Отечественная геология, 2017. – №6. – С. 1–35

38. Донец А.И. Зональность свинцово–цинкового оруденения Учкулач–Совметнинского рудного поля как критерий локального прогноза. В сб.: Типы зональности месторождений цветных металлов как основа локального прогноза / А.И. Донец, Е.С. Преображенский. – М.: ЦНИГРИ, 1989. – № 230. – С.68–75.

39. Донец А.И. Метасоматические доломиты – основные рудовмещающие породы Сарданского рудного района (Якутия) / А.И. Донец, В.Д. Конкин., В.М. Крутий // Геология рудных месторождений. – 1978. – № 6. – С. 90–93

40. Донец А.И. Стратиформные свинцово–цинковые месторождения в карбонатных толщах – типизация и основы прогноза. Диссертация в виде научного доклада на соискание ученой степени доктора геолого–минералогических наук. М.: Московский государственный геологоразведочный университет (МГГРУ,г.Москва), 2003. – 51 С.

41. Донец А.И. Критерии поисков месторождений свинца и цинка в карбонатных породах Юго–Восточной Якутии. / А.И. Донец, И.З. Исакович, В.Д. Конкин, В.М. Крутий. Сов. геол., № 4, 1979, с. 5–11.

42. Дучков А.Д. Термическая структура литосферы Сибирской платформы / А.Д. Дучков, Л.С. Соколова // Геология и геофизика, – В.2, – 1997. С. – 494–503

43. Жариков В.А. Метасоматизм и метасоматические породы / В.А. Жариков, В.Л. Русинов, А.А. Маракушев, Г.П. Зарайский, Б.И. Омеляненко и др. – М.: Научный Мир. – 1998. – 492 с.

44. Журавлева И.Т. Сахайская органогенная полоса. / И.Т. Журавлева // Среда и жизнь в геологическом прошлом. Вопросы экостратиграфии. Новосибирск. Наука, 1979. – С. 128–154.

45. Зайцева М.Н. Обстановки формирования месторождений свинца и цинка Ангаро–Большепитской минерагенической зоны, Енисейский кряж / М.Н. Зайцева, В.В. Кузнецов, В.Д. Конкин // Руды и металлы. – 2020. – №. 3. – С. 52–67.

46. Зоненшайн Л.П. Тектоника литосферных плит территории СССР / Л.П. Зоненшайн, М.И. Кузьмин, Л.М. Натапов. – М.: Недра, 1990. – Т. 2. – 334 с.

47. Зоненшайн Л.П. Тектоническая история Арктики / Л.П. Зоненшайн, Л.М. Натапов. – М.: Наука, 1987. С. 31–57.
48. Избеков Э.Д. Признаки симметричной алмазоносности восточной части Сибирской платформы (относительно оси Вилюйской синеклизы) / Э.Д. Избеков, Б.П. Подъячев, В.П. Афанасьев // Доклады Академии наук. – Федеральное государственное бюджетное учреждение "Российская академия наук". – 2006. – Т. 411, № 3. – С. 352–353.
49. Интерпретация геохимических данных / под редакцией Е.В. Склярова. – М.: Интермет Инжиниринг, 2001. – 288 с.
50. Казанский Ю.П. Нижний кембрий юго–востока Сибирской платформы (литология, фации, палеоэкология) / Ю.П. Казанский, И.В. Николаева, И.Т. Журавлева. – Новосибирск: Наука, 1986. – 232 с.
51. Казицын Ю.В. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород / Ю.В. Казицын, В.А. Рудник. – М.: Недра. – 1968. – 364 с.
52. Капченко Л.Н. Связь нефти, рассолов и соли в земной коре / Л.Н. Капченко. – Л.: Недра. Ленингр. отд–ние, 1974. – 184 с.
53. Карбонатные формации Сибири и связанные с ними полезные ископаемые / под редакцией Е.П. Акулышина. – Новосибирск: Наука, 1982. – 201 с.
54. Кембрий Сибири / под редакцией Л.Н. Репина, А.Ю. Розанова. – Новосибирск: Наука СО, 1992. – 135 с.
55. Кембрий Сибирской платформы. Кн. 1: Алдано–Ленский регион / А.И. Варламов, А.Ю. Розанов, В.В. Хоментовский [и др.]. – М.: ПИН РАН, 2008. – 298 с.
56. Кен А.Н. Региональные и локальные закономерности размещения доскладчатых колчеданно–полиметаллических месторождений / А.Н. Кен, В.И. Васильев. – СПб: ВСЕГЕИ, 1970. – 44 с.
57. Киселёв А. И. Пространственно–временные отношения среднепалеозойских базитов и алмазоносных кимберлитов на северо–западном плече Вилюйского рифта (Сибирский кратон) / А.И. Киселёв, В.В. Ярмолук, А.В. Иванов, К.Н. Егоров // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55, № 2. – С. 185–196.
58. Киселёв А.И. Чаро–Синский дайковый рой в структуре среднепалеозойской Вилюйской рифтовой системы (Сибирский кратон) / А. И. Киселёв, К. М. Константинов, В. В. Ярмолук, А.В. Иванов // Докл. РАН. – 2016. – Т. 471, № 2. – С. 209–213.
59. Ковалев К.Р. Изотопные исследования в решении проблем рудогенеза озернинского рудного узла / К.Р. Ковалев, А.П. Перцева, А.И. Бусленко // Изотопные исследования процессов рудообразования. –Новосибирск: Наука, СО. – 1991. – С. 56–83.

60. Ковешников Е.А. Вторично–катагенетические преобразования доюрских пород Западно–Сибирской геосинеклизы // Е.А. Ковешников, Н.М. Недоливко // Известия Томского политехнического университета. – 2012. – Т. 320. – № 1. – С. 82–86.

61. Козлов Г.А. Литолого–геохимические особенности раннекембрийских карбонатных отложений юго–восточной части Анабаро–Синской структурно–формационной области Республики Саха (Якутия) и их связь со стратиформным свинцово–цинковым оруденением / Г.А. Козлов, В.Е. Гузев, А.В. Молчанов, А.В. Терехов // Региональная геология и металлогения. – 2021. – № 86. – С. 31–44.

62. Козлов Г. А. Минералого–геохимические особенности и рудоносность апокарбонатно–кремнистых гидротермально–метасоматических образований в раннекембрийских отложениях Синско–Ботомской структурно–формационной зоны, Республика Саха (Якутия) / Г.А. Козлов, С.В. Кашин, В.Е. Гузев, А.В. Молчанов, А.В. Терехов // Региональная геология и металлогения. – 2021. – № 88. – С. 65–83.

63. Козлов Г.А. Рудно–формационная принадлежность Pb–Zn–Mn оруденения в раннекембрийских карбонатных отложениях Синско–Ботомской структурно–формационной зоны, республика Саха (Якутия) / Г. А. Козлов, А.В. Терехов, В.Е. Гузев [и др.] // Сборник тезисов докладов II Молодежной научно–образовательной конференции ФГБУ ЦНИГРИ МИНЕРАЛЬНО–СЫРЬЕВАЯ БАЗА АЛМАЗОВ, БЛАГОРОДНЫХ И ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ – ОТ ПРОГНОЗА К ДОБЫЧЕ. – М.: ЦНИГРИ. – 2021. – С. 77–78.

64. Колонин Г.Р. Физико–химические особенности европия как возможного индикатора условий минералообразования / Г.Р. Колонин // Доклады Академии наук. – Федеральное государственное бюджетное учреждение «Российская академия наук», 2006. – Т. 408, №. 4. – С. 508–511.

65. Конкин В.Д. Минералого–геохимические типы и региональные геологические особенности стратиформных свинцово–цинковых месторождений в карбонатных толщах / В.Д. Конкин, А.И. Донец, В.Г. Ручкин // Отечественная геология. – 2018. – №4. – С. 51–62.

66. Контарь Е.С. Геолого–промышленные типы месторождений меди, цинка, свинца на Урале / Е.С. Контарь. – Екатеринбург: Изд–во УГГУ, 2013. – 199 с.

67. Князев И.И. Гидротермально измененные карбонатные породы. / Курек Н.А. Измененные околорудные породы и их поисковое значение. // М.: Гостехиздат. – 1954. – С. 196–253.

68. Крайнов С.Р. Геохимические причины формирования подземных хлоридных рассолов, генерирующих стратиформные полиметаллические рудные формации / С.Р. Крайнов, Б.Н. Рыженко, Е.В. Черкасова // Геохимия. – 2005. – №. 6. – С. 634–660.

69. Крайнов С.Р. Гидродинамические и геохимические условия формирования стратиформной Zn–Pb сульфидной рудной минерализации хлоридными рассолами / С.Р. Крайнов, Б.Н. Рыженко, Е.В. Черкасова // Геохимия. – 2006. – №4 – С. 298–425.
70. Кунц А.Ф. Гидротермально–метасоматическое рудообразование в карбонатных породах. Экспериментальные модели и их приложения / А.Ф. Кунц. – Екатеринбург: Коми НЦ. – 2002. – 334 с.
71. Кутырев Э.И. Геология и прогнозирование согласных месторождений меди, свинца и цинка / Э.И. Кутырев. – Л.: Недра, 1984. – 248 с.
72. Лебедев Л.М. Особенности химического состава и рудоносных гидротерм Челекена / Л.М. Лебедев, И.Б. Никитина // Докл. РАН СССР. – 1968. – Т 183. – №2. – С. 439–442.
73. Левашов К.К. Среднепалеозойская рифтовая система востока Сибирской Платформы // Советская геология. – 1975. – №10. – С. 49–58
74. Летникова Е.Ф. Геохимические типы карбонатных отложений южного обрамления Сибирской Платформы / Е.Ф. Летникова. – Диссертация на соискание учёной степени доктора геолого–минералогических наук, Новосибирск, 2008. – 307 С.
75. Летникова Е.Ф. Геохимическая специфика карбонатных отложений различных геодинамических обстановок северо–восточного сегмента Палеоазиатского океана / Е.Ф. Летникова // Литосфера. – 2005. – № 1. – С. 70–81.
76. Летникова Е.Ф. Распределение РЗЭ в карбонатных отложениях различных геодинамических типов (на примере южного складчатого обрамления Сибирской платформы) / Е.Ф. Летникова // Докл. РАН. – 2003. – Т. 393, № 2. – С. 235–241.
77. Лучинина В.А. К вопросу о нижней и верхней границах нижнего кембрия на Сибирской платформе / В.А. Лучинина, Д.П. Сипин, И.В. Коровников, А.В. Федосеев // Геология и геофизика. – 2000. – Т. 41. – №. 9. – С. 1233–1243.
78. Максимов Е.П. Опыт формационного анализа мезозойских магматических образований Алданского щита / Е.П. Максимов. – Изв. АН СССР, Сер. геол., 1975. – Т. 4. – С.16–32.
79. Максимович Г.А. Основы карстоведения / Г.А. Максимович. – Пермь: Пермский ун–т, 1963. – Т. 1. – 444 с.
80. Масайтис В.Л. Вулканизм и тектоника Патомско–Виллюйского среднепалеозойского авлакогена / В.Л. Масайтис, М.В. Михайлов, Т.В. Селивановская. – М.: Недра. – 1975. – 183 с.
81. Мельников Б.Д. О стратиформном свинцово–цинковом оруденении Верхоянского мегантиклинория / Б.Д. Мельников, Л.М. Израилев // Геология рудн. месторождений, (1). – 1975. – С. 101–104.

82. Мельников Н.В. Палеогеография Сибирской платформы в раннем кембрии / Н.В. Мельников, В.А. Асташкин, Л.И. Килина [и др.] // Палеогеография фанерозоя Сибири. – Новосибирск, 1989. – С. 10–17.
83. Металлогенический кодекс России. М.: Геокарт–ГЕОС, 2012. – 126 с. (МПР РФ, РАН, Роснедра, ЦНИГРИ, Геокарт).
84. Минералогия и геохимия редких и радиоактивных металлов. М.: Энергоатомиздат, 1987. – 358 с.
85. Миркина С.Л. Изотопы свинца и вопросы рудогенеза / С.Л. Миркина, И.А. Загрузина. – Недра, Ленинградское отд–ние, 1988. – 242 с.
86. Молчанов А.В. Алдано-Вилуйская рудно-россыпная золотоносная провинция (Россия). / А.В. Молчанов, А.В. Терехов, Г.А. Козлов, И.О.Лебедев, Е.И. Хорохорина, В.Е. Гузев// Руды и металлы. – 2021. – №2. – С. 25–39. DOI: 10.47765/0869- 5997-2021-10009.
87. Омеляненко Б.И. Околорудные гидротермальные изменения пород / Б.И. Омеляненко. – М.: Недра, 1978. – 216 с.
88. Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция /под редакцией Ю.Г. Леонова. – Научный мир, 2004. – 526 с.
89. Перваго В.А. Условия формирования и геолого–экономическая оценка промышленных типов месторождений цветных металлов / В.А. Перваго. – М.: Недра, 1983. – 408 с.
90. Перельман А.И. Геохимия элементов в зоне гипергенеза / А.И. Перельман. – М: Высшая школа, 1972. – 365 с.
91. Перельман А.И. Геохимия, Учеб. Для геол. спец. вузов, 2–е изд., перераб. и доп. / Перельман А.И. – М.: Высшая школа, 1989. – С. 257.
92. Петров О.В. Гидротермально–метасоматические формации России / О.В. Петров, Е.В. Плющев, В.В. Шатов [и др.] // Региональная геология и металлогения. – 2016. – №66. – С. 5–19.
93. Писарчик Я.К. Палеогеография Сибирской платформы в кембрии / Я.К. Писарчик, М.А. Минаева, Г.А. Русецкая [и др.]. – Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер.; Л.: Недра, 1975. – Т. 215. – 195 с.
94. Плющев Е. В. Геохимия и рудоносность гидротермально–метасоматических образований / Е.В. Плющев, В.В. Шатов. – Л.: Недра, 1985. – 247 с.
95. Плющев Е.В. Металлогения гидротермально–метасоматических образований / Е. В. Плющев, В.В. Шатов, С.В. Кашин. – СПб.: Изд–во ВСЕГЕИ, 2012. – 559 с.
96. Плющев Е.В. Методика изучения гидротермально–метасоматических образований / Е.В. Плющев, О. П. Ушаков, В. В. Шатов, Г.М. Беляев. – Л.: Недра. – 1981. – 262 с.
97. Погребницкий Ю.Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой области. / Ю.Е. Погребницкий. – Л.: Недра, 1971. – 248 с.

98. Подъячев Б.П. Признаки нового алмазоносного района в окрестностях г. Якутска / Б.П. Подъячев, Э.Д. Избеков, Т.В. Бикбаева // Наука и техника в Якутии. – 2003. – Т. 2, №5. – С. 61–65.

99. Полянский О.П. Рифтогенная природа формирования Вилюйского бассейна (Восточная Сибирь) на основе реконструкций осадконакопления и механико–математических моделей / О.П. Полянский, А.В. Прокопьев, А.В. Бабичев [и др.] // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54. – №. 2. – С. 163–183.

100. Пономарев В.Г. Стратиформные свинцово–цинковые месторождения в отложениях венда Юго–Восточной Якутии / В.Г. Пономарев, Ю.В. Давыдов, А.А. Тьшинский [и др.]. – Новосибирск: Наука. – 1979 – 232 с.

101. Пономарев В.Г. Изотопно–геохимические индикаторы стратиформного свинцово–цинкового оруденения Ангарского рудного района на Енисейском Кряже / В.Г. Пономарев, В.А. Акимцев, С.В. Сараев, Е.Ф. Доильницын // Изотопные исследования процессов рудообразования. – Новосибирск: Наука, Сиб. отд–ние. – 1991. – С. 56–83.

102. Пономарёв В.Г. Экспертная система – инструмент прогнозирования стратиформного полиметаллического оруденения / В.Г. Пономарёв, Е.П. Вострокнутов, В.А. Акимцев. – Новосибирск: ОИГГМ СО АН СССР, 1991. – 119 с.

103. Попов В.Е. Вулканогенно–осадочные месторождения / В.Е. Попов. – Л.: Недра, 1979.– 296 с.

104. Попова М.В. Вещественный состав пород и органического вещества «Куонамской» формации. // Геология и минерально–сырьевые ресурсы Сибири. – 2016. – №. 3 (27). С. 107–114. УДК (553.973:552.1):551.732.2/.732.3(571.5–12)

105. Принципы и методы построения геолого–генетических моделей стратиформных свинцово–цинковых месторождений в карбонатных и терригенных формациях / Д. И. Горжевский, В.Д. Конкин, А.И. Донец [и др.]; под редакцией Э.Г. Дистанова // Геолого–генетические модели стратиформных месторождений свинца и цинка. – Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1991. – С. 5–41

106. Прокопьев А.В. Среднепалеозойский и среднетриасовый импульсы траппового магматизма на востоке Сибирской платформы: результаты первых $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ –датировок долеритовых силлов / А.В. Прокопьев, О.П. Полянский, О.В. Королева [и др.] // Докл. РАН. – 2020. – Т. 490, № 1. – С. 7–11.

107. Прокопьев А.В. Раннекембрийский бимодальный магматизм на северо–востоке Сибирского кратона. / А.В. Прокопьев, А.К. Худолей, О.В. Королева [и др.] // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57, №. 1. – С. 199–224.

108. Резников А.Н. Геотермические условия осадочно–породных бассейнов земного шара. / А.Н. Резников, С.М. Астахов, С.А. Резников, Д.А. Маллак // Геология нефти и газа. – №. 4. – 2013. – С. 49–56.
109. Репнина Л.Н. Кембрий Сибири / Л.Н. Репнина А.Ю. Розанов. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд–ние, 1992. – 135 с.
110. Родин Р.С. Гипергенез и бокситообразование в мезозое и кайнозое Сибирской платформы. / Дис. Док. геол.–минер наук. Новосибирск. – 1983. – С. 478
111. Розанова Ю.А. Ярусное расчленение нижнего кембрия. Стратиграфия / Ю.А. Розанова, Б.С. Соколова. – М.: Наука, 1984. – 184 с.
112. Рудные месторождения СССР / под редакцией В. И. Смирнова. – М.: Недра, 1978. – Т.2 – 399 с.
113. Ручкин Г.В. Стратиформные полиметаллические месторождения докембрия / Г.В. Ручкин. – М.: Недра, 1984. – 240 с.
114. Ручкин Г.В. Стратиформные свинцово–цинковые месторождения в карбонатных толщах / Г.В. Ручкин, А.И. Донец. – М.: ЦНИГРИ. – 2002. – 124 с.
115. Савицкий В.Е. Геология рифовых систем кембрия Западной Якутии. Сборник научных трудов/ В.Е Савицкий. – Новосибирск. СНИИГГиМС, 1979. – 158 с.
116. Санин Б.П. Геология и геохимия Кличкинского рудного узла и прогноз оруденения. / Санин Б.П., Л.Д. Зорина // Новосибирск: Наука. – 1978. – 177 с.
117. Скрипченко Н.С. Классификация стратиформных свинцово–цинковых месторождений на литолого–фациальной основе / Н.С. Скрипченко // Геология рудн. месторождений. – 1970. – Т. 6. – С. 3–15.
118. Скрипченко Н.С. Гидротермально–осадочные полиметаллические руды известково–сланцевых формаций / Н.С. Скрипченко. – М.: Недра. – 1980. – 215 с.
119. Скрипченко Н.С. Прогнозирование месторождений цветных металлов в осадочных породах / Н.С. Скрипченко. – М.: Недра, 1989. – 208 с.
120. Скублов С.Г. Геохимия редкоземельных элементов в породообразующих метаморфических Минералах // С.Г. Скублов. – СПб.: Наука. – 2005. – 147 с. 42 ил
121. Смирнов В.И. Фактор времени в образовании стратиформных рудных месторождений / В.И. Смирнов // Геология рудных месторождений. – 1970. – Т. 12. – №. 6. – С. 3–15.
122. Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли / Н.М. Страхов. – М.: Госгеолтехиздат. – 1963. – 535 с.

123. Стрекопытов С.В. Редкоземельные элементы как индикаторы состава питающих провинций океана / С.В. Стрекопытов, А.В. Дубинин // Литология и полезные ископаемые. – 1996. – №4. – С. 438–444.

124. Сухов С.С. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Кембрий Сибирской платформы / Сухов С.С., Шабанов Ю.Я., Т.В. Пегель. // Стратиграфия. Новосибирск: ИНГГ СО РАН. – 2016. – 497 с.

125. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин [и др.]. – М.: МАИК Наука/Интерпериодика. – 2001. – 571 с.

126. Уилсон Дж. Карбонатные фации в геологической истории. / Дж. Уилсон. – М.: Недра, 1980. – 462 с.

127. Феоктистов В.П. Меденосность докембрийских отложений Угуйской зоны / В.П. Феоктистов // Геология рудных месторождений. – 1986. – N 1. – С. 65–72.

128. Фишев Н.А., Шелгачев К. М., Игнатович В. И., Гусев Ю. П. и др. Государственная геологическая карта Российской федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано–Забайкальская. Лист N–49 — Чита. Объяснительная записка. — СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011. 604 с.+ 14 вкл.

129. Холодов В.Н. Типы элизионных систем и связанные с ними месторождения // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. – 2013. – №. 3. – С. 5–41.

130. Худoley А.К. Раннепалеозойский рифтогенез восточной окраины Сибирской платформы: сравнение геологических данных и кривых тектонического погружения дна бассейна / А.К. Худoley, Г.Г. Серкина // Тектоника и геофизика литосферы. – 2002. – С. 288–291.

131. Хэнор Д. Гидротермальные флюиды осадочного генезиса / Хэнор Д. под редакцией Х.Л. Барнса // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. – М.: Мир, 1982. – С. 122–147.

132. Чехович П.А. Редкоземельные элементы в пелагических из вестниках как индикаторы палеотектонической обстановки (нижнесергеевский меланж, Средний Урал) / П.А. Чехович, А.Е. Живкович // ДАН СССР. – 1991. – Т. 316, №. 3. – С. 693–697.

133. Шеглов А.Д. Древние рифы и свинцово–цинковые месторождения (перспективы Востока СССР) / А.Д. Шеглов, Е.В. Краснов, В.В. Раткин // Тихоокеанская геология. – 1984. – № 6. – С. 58–64.

134. Широбокова Т.И. Стратиформное, полиметаллическое и баритовое оруденение Урала / Т.И. Широбокова. – Свердловск: АН СССР. – 1992. – 140 с.

135. Щербань И.П. Условия образования низкотемпературных околорудных метасоматитов / И.П. Щербань. – Новосибирск: Наука, 1975. – 193 с.

136. Юдович Я.Э. Курс геохимии осадочных пород (избранные главы) / Я.Э. Юдович. – Сыктывкар: СГУ, 2001. – 279 с.
137. Юдович Я.Э. Основы литохимии / Я.Э. Юдович, М.П. Кетрис – СПб.: Наука, 2000. – 479 с.
138. Юдович Я.Э. Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). / Я.Э. Юдович, М.П. Кетрис. – Сыктывкар: Геопринт, 2011. – 742 с.
139. Юдович Я.Э. Региональная геохимия осадочных толщ. / Я.Э. Юдович. – Л.: Наука, 1981. – 276 с.
140. Юшко С.А. Главнейшие минеральные ассоциации и особенности их строения в свинцово–цинковых месторождениях хребта Каратау / С.А. Юшко // Изв. высших учебн. заведений. Геология и разведка. – 1960. – № 2.
141. Bau M. Distribution of yttrium and rare–earth elements in the Penge and Kuruman iron–formations, Transvaal Supergroup, South Africa / M. Bau, P. Dulski // Precambrian Research. – 1996. – Т. 79. – №. 1–2. – С. 37–55.
142. Bau M. Rare–earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid–rock interaction and the significance of the oxidation state of europium / M. Bau // Chemical geology. – 1991. – Т. 93. – №. 3–4. – С. 219–230.
143. Bertrand R. Hydrothermal alteration of clay minerals and organic matter within and outside the Jubilee carbonate–hosted Zn–Pb deposit, Cape Breton Island, Nova Scotia, Canada / R. Bertrand, A., Chagnon, Y. Héroux // Economic Geology. – 1998. – Т. 93. – №. 6. – С. 746–756.
144. Bjørlykke A., An overview of sandstone lead deposits and their relation to red–bed copper and carbonate–hosted lead–zinc deposits / A. Bjørlykke, D.F. Sangster // Economic Geology 75th anniversary volume. – 1981. – С. 179–213.
145. Bowring S.A. et al. Calibrating rates of Early Cambrian evolution / S.A. Bowring, J.P. Grotzinger, C.E. Isachsen [и др.] // Science. – 1993. – Т. 261. – №. 5126. – С. 1293–1298.
146. Caulfield J.B.D. A review of lead and sulphur isotope investigations of Irish sediment–hosted base metal deposits with new data from the Keel, Ballinalack, Moyvoughly and Tatestown deposits / J.B.D. Caulfield, A.P. LeHuray, D.M. Rye // Geology and genesis of mineral deposits in Ireland: Dublin, Irish Association for Economic Geology. – 1986. – С. 591–616.
147. Chick J. Radiogenic Pb Enrichment of Mississippi Valley–Type Metallic Ore Deposits, Southern Ozarks: Constraints Based on Geochemical Studies of Source Rocks and Their Diagenetic History / J. Chick, S.E. McKim, A. Potra [и др.] // Geosciences. – 2021. – Т. 11. – №. 4. – С. 172.
148. Courtillot V. Preliminary dating of the Viluy traps (Eastern Siberia): eruption at the time of Late Devonian extinction events? / V. Courtillot, V. A. Kravchinsky, X. Quidelleur, P. R. Renne, D. P. Gladkochub // Earth and Planetary Science Letters. – 2010. – Т. 300. – С. 239–245.

149. Dorling S.L. Lennard Shelf Mississippi Valley-type (MVT) Pb–Zn deposits, Western Australia / S. L. Dorling, D. Groves, P. Muhling // *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*. – 1998. – Т. 17. – №. 4. – С. 115–120.
150. Duane M.J. The timing and isotopic character of regional hydrothermal alteration and associated epigenetic mineralization in the western sector of the Kaapvaal Craton (South Africa) / M.J. Duane, F.J. Kruger, A.M. Turner [и др.] // *Journal of African Earth Sciences*. – 2004. – Т. 38. – №. 5. – С. 461–476.
151. Flugel E. *Microfacies of Carbonate Rocks Analysis* / E. Flugel // Interpretation and Application. Second Edition. – 2010. – С.1006
152. Foley N. K., Plumlee G., Smith K. Environmental geochemistry of platform carbonate-hosted sulfide deposits // *Progress on Geoenvironmental Models for Selected Mineral Deposit Types*. – 2002. – Т. 2. – С. 87.
153. Ghazban F. Carbon and sulfur isotope evidence for in situ reduction of sulfate, Nanisivik lead–zinc deposits, Northwest Territories, Baffin Island, Canada / F. Ghazban, H. P. Schwarcz, D. C. Ford // *Economic Geology*. – 1990. – Т. 85. – №. 2. – С. 360–375.
154. Gigon J. Tracing metal sources for the giant McArthur River Zn–Pb deposit (Australia) using lead isotopes / J. Gigon, E. Deloule, J. Mercadier [и др.] // *Geology*. – 2020. – Т. 48. – №. 5. – С. 478–482.
155. Gregg, Jay M., and Kevin L. Shelton, 2012, Mississippi Valley-type mineralization and ore deposits in the Cambrian – Ordovician great American carbonate bank, in J. R. Derby, R. D. Fritz, S. A. Longacre, W. A. Morgan, and C. A. Sternbach, eds., *The great American carbonate bank: The geology and economic resources of the Cambrian – Ordovician Sauk megasequence of Laurentia: AAPG Memoir 98*, p. 163 – 186.
156. Gummer P. K., Plint H. E., Rainbird R. H. The Esker Lake prospect: stratabound Pb–Zn–Cu–Ag in emergent inner shelf carbonates // *Rocknest Formation, Coronation Supergroup, Northwest Territories*. – 1996. – Т. 3. – С. 18–19.
157. Hazen R.M. Mineral evolution / R.M. Hazen, D. Papineau, W. Bleeker [и др.] // *American Mineralogist*. – 2008. – Т. 93. – №. 11–12. – С. 1693–1720.
158. Heijlen W. Carbonate-hosted Zn–Pb deposits in Upper Silesia, Poland: Origin and evolution of mineralizing fluids and constraints on genetic models / W. Heijlen, P. Muchez, D.A. Banks [и др.] // *Economic Geology*. – 2003. – Т. 98. – №. 5. – С. 911–932.
159. Héroux Y. Organic matter and clay anomalies associated with base–metal sulphide deposits / Y. Héroux, A. Chagnon, K. Dewing, M. Savard // *Ore Geology Reviews*. – 1996. – Т. 11. – С. 157–173.

160. Héroux Y. The carbonate-hosted base-metal sulphide Polaris deposit in the Canadian Arctic: organic matter alteration and clay diagenesis / Y. Héroux, A. Chagnon, K. Dewing, H.R. Rose // *Organic Matter and Mineralisation: Thermal Alteration, Hydrocarbon Generation and Role in Metallogenesis*. – Springer, Dordrecht. – 2000. – C. 260–295.
161. Heyl A.V. Geologic characteristics of three major Mississippi Valley districts, in Kisvarsanyi / A.V. Heyl // *International conference on Mississippi Valley type lead–zinc deposits*. – 1983. – C. 27–60.
162. Hitzman, M.W. The Irish Zn–Pb–(Ba) orefield, in Sangster, D.F., ed., *Carbonate-hosted lead–zinc deposits* / M.W. Hitzman, D.W. Beatty // *Society of Economic Geologists Special Publication*. – 1996. – т. 4, C. 112–143.
163. Hitzman, M.W. Discovery and geology of the Lisheen Zn–Pb–Ag prospect, Rathdowney Trend, Ireland, in Bowden / M.W. Hitzman, P. O'Connor, P. E. Shearly [и др.] // *The Irish minerals industry 1980–1990: Dublin, Irish Association for Economic Geology*. – 1992. – C. 227–246.
164. Kesler S.E. Na–Cl–Br systematic of fluid inclusions from Mississippi Valley–type deposits, Appalachian Basin: Constraints on solute origin and migration paths / S.E. Kesler, A.M. Martini, M.S. Appold [и др.] // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1996. – Т. 60. – C. 225–233.
165. Kesler S.E. Precambrian Mississippi Valley–type deposits: Relation to changes in composition of the hydrosphere and atmosphere / S.E. Kesler, M.H. Reich // *Geological Society of America Memoir*. – 2006. – Т. 198. – C. 185–204
166. Khudoley A.K. Influence of syn–sedimentary faults on orogenic structure: examples from the Neoproterozoic – Mesozoic east Siberian passive margin / A.K. Khudoley, G.A. Guriev // *Tectonophysics*. – 2003. – Т. 365. – C. 23–43
167. Kiselev A. I. Radiating rifts and dyke swarms of the Middle Paleozoic Yakutsk plume of eastern Siberian craton / A. I. Kiselev, R. E. Ernst, V. V. Yarmolyuk, K. N. Egorov // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2012. – Т. 45. – C. 1–16
168. Leach D.L. Sediment–hosted lead–zinc deposits in Earth history / D. L. Leach, D. C. Bradley, D. Huston [и др.] // *Economic Geology*. – 2010. – Т.105, №. 3. – C. 593–625.
169. Leach D.L. A deposit model for Mississippi Valley–Type lead–zinc ores, chap. A of *Mineral deposit models for resource assessment* / D.L. Leach, R. D. Taylor., D. L. Fey [и др.] // *U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report*. – 2010. – Т. 5070A. – C. 52.
170. Leach D.L. Mississippi Valley–Type lead–zinc deposits / D.L. Leach, D.F. Sangster // *Geological Association of Canada*. – 1993. – Т. 40. – C. 289–314.
171. Leach D.L. Nature of hydrothermal fluids at the shalehosted Red Dog Zn–Pb–Ag deposits, Brooks Range, Alaska / D.L. Leach, E. Marsh, P. Emsbo [и др.] // *ECONOMIC GEOLOGY*. – 2004. – Т. 99. – C. 1449–1480.

172. Ludwig K.R. Using Isoplot/Ex, Version 2.01: a geochronological toolkit for Microsoft Excel / K. R. Ludwig // – Berkeley Geochronology Center Special Publication. – 1999. – №. 1a. – C. 47.
173. Milot J. The significance of galena Pb model ages and the formation of large Pb–Zn sedimentary deposits / Jean Milot, Janne Blichert–Toft, Mariano Ayarzagüena Sanz, Nadège Fetter, Philippe Télouk, et al. // Chemical Geology. – Elsevier, – 2021, C. – 60
174. McDonough W.F. The composition of the Earth / W.F. McDonough, S.S. Sun // Chem. Geol. – 1995. – T. 120. – C. 223–253.
175. Moritz R. Sr, C, and O isotope systematics in the Pucara basin, Central Peru: comparison between Mississippi Valley–type deposits and barren areas / R. Moritz, L. Fontbote, J. Spnagenberg [и др.] // Mineralium Deposita. – 1996. – T. 31. – C. 141–162.
176. Moyers, Austin, Source Constraints of Ore Metals in Mississippi Valley–type Deposits in Central and Eastern Tennessee using Pb Isotopes (2015). Theses and Dissertations. 39. <http://scholarworks.uark.edu/etd/39>
177. Olson, R.A. Genesis of paleokarst and strata–bound zinc–lead sulfide deposits in a Proterozoic dolostone, northern Baffin Island, Canada / R.A. Olson // ECONOMIC GEOLOGY. – 1984. – T. 79. – C. 1056–1103.
178. Page R.W. Aspects of geochronology and crustal evolution in the Eastern fold belt / R.W. Page, S.–S. Sun // Mt. Isa inlier: Australian Journal of Earth Sciences. – 1998. – T. 45. – C. 343–362.
179. Paradis S. Mississippi Valley–Type lead–zinc deposits / S. Paradis, P. Hannigan, K. Dewing // Mineral deposits of Canada: A synthesis of major deposit–types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division. – 2007. – №5. – C. 185–203.
180. Polyansky O.P. Temporal correlation between dyke swarms and crustal extension in the Middle Palaeozoic Vilyui rift basin, Siberian platform / O. P. Polyansky, A. V. Prokopiev, O. V. Koroleva, M. D. Tomshin, V. V. Reverdatto, A. Yu. Selyatitsky, A. V. Travin, D. A. Vasiliev // Lithos. – 2017. – T. 282/283. – C. 45–64.
181. Powerman V. Palaeogeography of the Siberian platform during Middle Palaeozoic times (~450–400 Ma): new palaeomagnetic evidence from the Lena and Nyuya rivers / V. Powerman, A. Shatsillo, R. Coe, Xixi Zhao, D. Gladkochub, R. Buchwaldt, V. Pavlov // Geophysical Journal International. – 2013. – T. 194. – C. 1412–1440.
182. Randell R.N. Organic matter and clay minerals at the Polaris Zn–Pb deposit, Canadian Arctic Archipelago / R.N. Randell, Y. Héroux, A. Chagon, G.M. Anderson // Society of Economic Geologists International Field Conference on Carbonate–Hosted Lead–Zinc Deposits. – 1996. – C. 247–248.

183. Ricci J. New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K–Ar ages of the Viluy traps (Eastern Siberia): further evidence for a relationship with the Frasnian–Famennian mass extinction / J. Ricci, X. Quidelleur, V. Pavlov, S. Orlov, A. Shatsillo, V. Courtillot // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2013. – T. 386. – C. 531–540.
184. Sangster D.F. Mississippi Valley–type lead–zinc in geology of Canadian Mineral Deposit Types / D. F. Sangster // *Geological Survey of Canada*. – 1996. – № 8. – C. 253–261.
185. Sangster D.F. Age of mineralization in Mississippi Valley–type (MVT) deposits: A critical requirement for genetic modeling / D. F. Sangster // *Geology and genesis of mineral deposits in Ireland*. – 1986. – C. 625–634.
186. Sangster D.F. Mississippi Valley–type deposits: A geological mélange, in Kisvarsanyi. / D. F. Sangster. // *Proceedings of International Conference on Mississippi Valley–type lead–zinc deposits: Rolla*. – 1983. – C. 7–19.
187. Stacey J.S. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two–stage model / J. S. Stacey, I. D. Kramers // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1975. – T. 26, № 2. – C. 207–221.
188. Sun S.–S. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / S.–S. Sun, W. F. McDonough // *Geological Society, London, Special Publications*. – 1989. – T. 42. – C. 313–345.
189. Symons D. T. A. A Tertiary age from paleomagnetism for the Mississippi Valley–type zinc–lead mineralization in Upper Silesia, Poland / D. T. A. Symons, D. F. Sangster, D. L. Leach // *ECONOMIC GEOLOGY*. – 1995. – T. 90. – C. 782–794
190. White D. Environment of Generation of Some Base Metal Ore deposits / D. White // *Econ. Geol.* – 1968. – T. 63., № 4. – C. 301–335.
191. Wilkinson J.J. The Irish Zn–Pb Orefield: The View from 2014 / J. J. Wilkinson, M.W. Hitzman // *Current Perspectives on Zinc Deposits. IRISH ASSOCIATION FOR ECONOMIC GEOLOGY*. – 2015. – C. 17.
192. Williams I.S. U–Th–Pb geochronology by ion micro–probe / I. S. Williams // *Reviews in Economic Geology*. – 1998. – T. 7. – C. 1–35.
193. Yesares L. Coupling Mineralogy, Textures, Stable and Radiogenic Isotopes in Identifying Ore–Forming Processes in Irish–Type Carbonate–Hosted Zn–Pb Deposits / L. Yesares, D.A. Drummond, S.P. Hollis [и др.] // *Minerals*. – 2019. – T. 9, № 335. – C. 2–27
194. Zartman R.E. Plumbotectonics – the model / R.E. Zartman, B.R. Doe // *Tectonophysics*. – 1981. – T. 75. – C. 135–162.

Фондовая литература

195. Андреев А.П. Геологическое строение Буотама-Амгинского междуречья. Отчет партии N 18/87 о результатах АФГК м-ба 1:50.000, проведенного в 1987-1990гг. на площади листов Р-52-XXXI,XXXII / А.П. Андреев, О.И. Щербаков, Н.П.Жирков и др. // Якутск: 1991. –558 л., 53 р., 55/487 гр., 3 кн., 3 п., 1а.

196. Белых В.А. Геологическое строение Лено-Алданского междуречья. Отчёт о аэрофотогеологическом картировании масштаба 1 : 200 000 на территории листов О–52–XXXI,-XXXII,-XXXIII,-XXXIV, -XXXV,-XXXVI; О–52–I,-II,-V,-VI,-VIII,-IX и геологическом доизучении того же масштаба на территории листов О–52–III,-IV,-X Амгинской партии № 5/76 по работам 1975-1979 гг. / С.А. Иванов, Т.Г. Копылов и др. // Якутск: ФГГП «Сахагеолфонд», 1980. 406 л. 40 ф.р. 9 ч. 31/96 гр. пр. 2 кн. 1 п. 1 а.

197. Камалетдинов В.А. Геологическое строение Центральной части ЯАССР. Отчет о результатах аэрофотогеологического картирования и геологического доизучения м-ба 1:200000 на территории листов Q-51-XIV-XVI, ,XIX-XXXVI, P-51-I,VI, IX-XII, XIV-XXIV; -52-I-XXVII, -53-I, VII, XIII (1976-1984 гг.) / В.А. Камалетдинов, О.И. Щербаков, В.Н. Борисов // Якутск: 1984.

198. Ковтонюк Г.П. Прогнозные ресурсы твердых и твердых горючих (уголь) полезных ископаемых российской федерации на 1 января 2019 года. В. 2 Благородные металлы и алмазы. / Г.П. Ковтонюк, Р.В. Грушин, А.Б. Анисимова, С.А. Данильянц // М.: ФГБУ «РОСГЕОЛФОНД». – 2019 г. – С. 202.

199. Козлов Г.А. ПАСПОРТ УЧЁТА ПЕРСПЕКТИВНОГО ОБЪЕКТА № 5661296. Кетеменский потенциальный рудный узел / Г.А. Козлов // (ФГБУ "ВСЕГЕИ", МПР РФ, РОСНЕДРА). – 2022.

200. Криночкин Л.А., Перевалова А.А., Гуляева Н.Г., Ротанков Ю.С. и др. Отчет ИМГРЭ по объекту «Составление геохимических основ масштаба 1:1000000 листов N–40,41,42, P–45,52,55,57, O–38,55,56». Том 6. Составление геохимической основы масштаба 1:1000 000 на листе Р–52 (Якутск) в двух книгах. Книга 1: текст отчета – 121 стр., рис. – 3, табл. – 22, текст. прил. – 1, библиограф. – 46, Книга 2 – 17 графических приложений на 30 листах.

201. Крылов В.В. Основной отчет о результатах работы Еланского отряда Синской геолого–поисковой партии 1943 г. № 239. ГУП Якутская поисково–съёмочная экспедиция, 1944 г.

202. Помылов Г.С. Отчет о результатах гравиметрической съемки м–ба 1:200 000. (СГП N6). Листы Р–51–XXIII, XXIV, XXIX, XXX; Р–52–XV, XVI, XXI, XXII, XXV–XXVIII, XXXI–XXXIV в 4–х т. / Г.С. Помылов, С.С. Оксман, О.Г. Бузикова и др. – ГУП ЯПСЭ. Якутск, 1996. – С. 141– Т. 1.

203. Гаев С.Д. Отчёт о результатах поисков марганцевых руд в бассейне среднего течения р. Лены (Олёкминский, Орджоникидзевский районы Якутской–Саха ССР), отчёт Правобережной партии за 1985–1991 г.г. в 5–ти т. / С.Д. Костюк, Гаев С.А. Хечуев С.Д. и др. // Булгунняхтах. Якутскгеология, 1992. 559 л., 13 р., 135/164 гр., 3 кн., 3п.

204. Угрюмов Поиски и изучение золотоносных метасоматитов с целью выделения перспективных площадей на рудное золото в Центральном Алдане и в северном склоне щита и уточнения поисковых критериев и признаков золоторудных м-ний на этих площадях (закл.отчет темы: 55-202-76) Якутская АССР. / А.Н. Угрюмов, Г.П. Дворник // Свердловск: 1979. – 213 л., в т. ч. 24 фр., 3 черт., 7/12 гр., 1 кн., 1 п., 1 т.

205. Хан В.С., Охлопков П.М., Крылов В.М. Материалы к государственной геологической карте СССР Масштаба 1:200 000, Листы Р–52–XXVI (Восточная часть), Р–52–XXVII (Западная часть). Геологическое строение право– и левобережья р. Лены на участке д.д. Тиг–Ары – Улахан–Аан.. ПГО Якутскгеология, Якутск, 1965.

ТЕКСТОВЫЕ ПРИЛОЖЕНИЯ

Приложение 1

Характеристика основных элементов поисковых моделей различных типов месторождений MVT-типа на основе данных

[24; 24; 37; 40; 41; 105; 112-115; 140; 149; 152; 161-163; 168-170; 184] с авторскими дополнениями

ЭЛЕМЕНТ МОДЕЛИ	Сарданский тип	Миссиссипский тип	Силезско- Краковский тип	Миргалимсайский тип	Шалкинский тип	Учкулачский тип
1	2	3	4	5	6	7
Региональная тектоническая позиция	Надрифтовые депрессии на внутреннем и внешнем шельфе пассивных континентальных окраин кратонов	Внутриконтинентальные впадины и надрифтовые депрессии кратонов	Надрифтовые депрессии на внутреннем и внешнем шельфе пассивных континентальных окраин молодых платформ	Рифты и надрифтовые депрессии на внутреннем и внешнем шельфе пассивных континентальных окраин срединных массивов микроконтинентов	Рифты и надрифтовые депрессии на внутреннем и внешнем шельфе пассивных континентальных окраин срединных массивов микроконтинентов	Рифты на внешнем шельфе пассивных континентальных окраин микроконтинентов
Рудоносная формация	Глинисто-доломито-известняковая	Кремнисто-известняково-доломитовая	Глинисто-известняково-доломитовая	Углеродисто-доломит-известняковая	Углеродисто-кремнисто-доломито-известняковая	Трахириолит-дацит-терригенно-известняково-доломитовая
Палеофациальная обстановка	Область перехода от лагунных отложений к рифовым	Фации рифа, предрифтового склона, перехода от рифовой к мелководно-морской формации	Переходные участки от прибрежно-морских к лагунным отложениям, лагунные внутренние зарифовые	Переходные участки от прибрежно-морских к лагунным отложениям, лагунные внутренние зарифовые	Переходные участки от прибрежно-морских к лагунным отложениям, лагунные внутренние зарифовые	Фации обрушения передового рифа, участки перехода от застойной-иловой к рифовой и мелководно-морской фациям
Рудовмещающие отложения	Строматолитовые доломиты, доломиты, доломитовые известняки и	Органогенные битумсодержащие известняки с кремнистыми прослоями и	Слоистые и комковатослоистые, в том числе водорослевые доломиты, доломитистые	Чередование известняков, доломитизированных известняков, эпигенетических	Глинисто-кремнисто-доломитовые и углеродисто-глинисто-кремнисто-доломитовые ритмы	Эпигенетические доломиты, органогенно-обломочные породы и обломочные

	известковые доломиты, в меньшей степени битуминозные доломиты и известняки, кавернозные эпигенетические доломиты.	стяжениями, тонкослоистые доломиты комковатые, кавернозные эпигенетические доломиты.	известняки, эпигенетические доломиты, содержащие примесь органического углерода и битумов	доломитов, битуминозных доломитов, известковых брекчий	с прослоями тонкозернистых доломитов, карбонатных брекчий, туффитов и туфов среднего состава	карбонатные породы, туфопесчаники, туффиты, туфы кислых порфириров
Основные этапы формирования рудовмещающих отложений	PR; C ₁ -C ₁	PR; C ₁ -C ₁	D ₂ -P ₁ ; J ₁ -N ₁	D ₂ -P ₁ ;	D ₂ -P ₁	D ₂ -P ₁
Ассоциированные Магматические образования	Дайки и силлы долеритов; эффузивы и туфы	Не наблюдаются	Дайки и силлы долеритов; эффузивы и туфы	Не наблюдаются	Не наблюдаются	Андезиты, дациты, риолиты
Количество рудоносных уровней	Три уровня	Два уровня, разделенные на 1-5 интервалов	Два-три уровня с 2-5 интервалами	От двух до трех уровней,	От двух до трех уровней с 2-5 интервалами	Три уровня с 3-4 интервалами
Преобладающие текстуры руд	Прожилково-вкрапленная, полосчатая, массивная, брекчиевая	Вкрапленная, прожилково-вкрапленная, прожилково-гнездовидная, брекчиевая	Слоистая, вкрапленная, прожилково-вкрапленная, брекчиевидно-комковатая	Слоистая, вкрапленная, прожилково-вкрапленная, брекчиевидно-комковатая	Гнездовидная, прожилково-вкрапленная, редко полосчатые, пятнистая, вкрапленная.	Массивная, слоистая, прожилково-гнездовидная, брекчиевая
Зональность оруденения	Концентрическая зональность, рост концентрации свинца, цинка к центральным зонам при более широком развитии пирит-сфалеритовых руд в нижних и	Вертикальная зональность, росте концентраций свинца, цинка к центральным зонам оруденения при более широком развитии галенитовых руд в верхней и центральной части месторождений.	Развитие цинковых руд в периферийной части, при преимущественном развитии сфалерит-пиритовой минерализации в верхней части месторождений.	Концентрическая зональность с убывающей с глубиной баритизацией, при росте цинка. По латерали смена цинковых руд в краевых частях к свинцово-цинковыми, свинец-баритовыми и	Вертикальная зональность от пиритовых руд в нижней части к галенит-сфалеритовым и сфалеритовым.	Вертикальная зональность с сменой баритовых и барит-сфалерит-галенитовых руд к сфалерит-пиритовым к верхней части.

	периферийных частях			баритовым в ядерной части.		
Гидротермально-метасоматические процессы	доломитизация, кальцитизация, флюоритизация, <i>баритизация</i>	доломитизация, джаспероидизация, кальцитизация, <i>флюоритизация</i>	доломитизация, кальцитизация, арагонитизация	доломитизация, баритизация, кальцитизация	доломитизация, кальцитизация, джаспероидизация	доломитизация, калишпатизация, аргиллизитизация, эйситизация
Основные рудные минералы	Сфалерит, галенит, пирит, флюорит.	Галенит, сфалерит, пирит, флюорит.	Сфалерит, пирит, галенит	Галенит, барит, сфалерит	Сфалерит, галенит	Сфалерит, галенит, барит, пирит
Второстепенные рудные минералы	Марказит, халькопирит, арсенопирит, пирротин, флюорит	Весьма разнообразные, преимущественно барит, халькопирит.	Аргентит, халькопирит, борнит	Сфалерит, пирит марказит, халькопирит, кубанит, арсенопирит	Пирит халькопирит блеклая руда, бурнонит, буланжерит, рутил, апатит, сфен	Халькопирит, борнит, блеклые руды, арсенопирит, гётит
Нерудные минералы	Доломит, кальцит, барит, гидрослюды, монтмориллонит, каолинит, хлорит и т.д.	Доломит, кальцит, барит	Доломит, кальцит, арагонит	Доломит, кальцит,	Доломит, кальцит,	Доломит, калиевый полевой шпат, альбит, кварц, кальцит
Преобладающий тип руд	Галенит-сфалеритовый	Сфалерит-галенитовый	Галенит-сфалеритовый	Барит-галенитовый, барит-сфалеритовый, галенитовый	Пирит-галенит-сфалеритовый	Пирит-барит-галенит-сфалеритовый
Морфология рудных тел	Столбообразные, линзовидные и плитообразные залежи, рудные ленты	Лентообразные, линзовидные залежи, кольцевые ленты, таблитчатые тела, трубообразные залежи	Пластообразные, линзовидные, трубообразные, жильные и жилоподобные тела	Пластовые залежи	Пластовые и линзообразные залежи	Линзовидные и лентообразные залежи
Отношение Pb:Zn	от 3:1 до 1:10	от 3:2 до 1:10	от 1:1 до 1:5	от 3:1 до 6:1	1:3 до 1:20	от 1:2 до 3:2
Элементы примеси	Cd, Hg, Ge, Ag, Ba, Sr,	Cd, Ag, Cu, Ni, Co	Ag, Cu, Sb, Ge	Ag, Mn, Cd, Cu, Ga, Sb	As, Ag, Sb, Cd, Mn	Ag, Cu, Sb, Cd, Ge, U
Изотопный состав серы сульфидов	от +9,7 до +6,4 ‰	от +9,7 до +6,4 ‰	-20 до +20 ‰	От - +7 до -15‰	От - +7 до -15‰	От - 21 до -7‰

Изотопный состав свинца сульфидов	Близок к составу вмещающих отложений					
Температуры формирования руд (°C)	95-360	60-250	40-250	70-200	70-140	90-100
Отражение в геофизических полях	Аномалии ВП и электрического сопротивления, отвечающие полям метасоматических доломитов	Повышенные значения электрического сопротивления, слабые локальные аномалии силы тяжести.	Аномалии в геофизических полях не проявлены	Аномалии в геофизических полях не проявлены	Аномалии электрического сопротивления и поляризуемости, маркирующие рудовмещающие пачки	Зоны повышенного электрического сопротивления и аномалии поляризуемости. Рудные тела маркируются аномалиями силы тяжести.
Примеры месторождений	Сардана, Пайн-Поинт	Билгарц	Сильвермайнс	Миргалимсай	Шалкия	Учкулач
Генетический тип месторождений	Двухэтапный, гидротермально-метасоматический	Двухэтапный, гидротермально-метасоматический	Двухэтапный, гидротермально-метасоматический	Двухэтапный, гидротермально-метасоматический	Двухэтапный, гидротермально-метасоматический	Двухэтапный, вулканогенно-осадочный
Вероятный источник металлов	Подстилающие рудовмещающую формацию терригенно-карбонатные отложения	Подстилающие и рудовмещающие карбонатные и терригенно-карбонатные отложения	Подстилающие рудовмещающую формацию терригенно-карбонатные отложения и породы фундамента	Подстилающие рудовмещающую формацию терригенно-карбонатные отложения и породы фундамента	Подстилающие рудовмещающую формацию терригенно-карбонатные отложения и породы фундамента	Магматические породы андезит-риолит-дацитовый формации
Механизм транспортировки и способ мобилизации вещества	Мобилизация металлов агрессивными катагенетическими, в том числе нефтидными флюидами в хлоридной и комплексной форме. Осаждение рудных элементов на геохимических и гидродинамических барьерах.					Мобилизация металлов инфильтрационными водами в ходе процесса рециклинга

Расчёт баланса вещества различных зон колонки апокарбонатно-кремнистых метасоматитов

1. Пелитоморфный известняк (0) – эпигенетический доломит (D1)

Компо- нент	Молекуляр- ная масса компонента	Массовое содержание (%)				Объёмный вес		Содержание катионов в объёме 10000 А с кругляшком		Баланс вещества			
		Результаты анализа		Приведённые к 100%						В атомах на объём 10000 А	В отн. процентах		
		1	2	1	2	1	2	1	2				
SiO ₂	60,09	0,01	0,01	2,7	2,8	2,72	2,78	0,01	0,01	0,00	1,68		
Al ₂ O ₃	101,94	0,35	0,32	0,01	0,01			0,26	0,24	-0,02	-7,04		
TiO ₂	79,9	0,063	0,024	0,35	0,32			0,05	0,02	-0,03	-61,26		
Fe ₂ O ₃	159,7	1,21	0,74	0,06	0,02			0,91	0,56	-0,34	-37,82		
MnO	70,94	0,033	0,021	1,21	0,73			0,02	0,02	-0,01	-35,29		
MgO	40,32	0,34	23,8	0,03	0,02			0,25	18,11	17,86	7017,62		
CaO	56,08	54,7	28,7	0,34	23,58			40,94	21,84	-19,10	-46,65		
Na ₂ O	61,96	0,05	0,05	54,48	28,44			0,04	0,04	0,00	1,68		
K ₂ O	94	0,005	0,05	0,05	0,05			0,00	0,04	0,03	916,80		
P ₂ O ₅	141,95	0,025	0,025	0,00	0,05			0,02	0,02	0,00	1,68		
ППП	44,01	43,6	47,2	0,02	0,02			32,63	35,92	3,29	10,08		
Ba	137,32	0,01	0,0025	43,43	46,77			0,01	0,01	-0,01	-74,58		
Сумма	60,09	100,39	100,91	100,0	100,0								

2. Эпигенетический доломит (D1) - Слабо джаспероидизированный доломит (J1)

Компо- нент	Молекуляр- ная масса компонента	Массовое содержание (%)				Объёмный вес		Содержание катионов в объёме 10000 А		Баланс вещества	
		Результаты анализа		Приведённые к 100%						В атомах на объём 10000 А	В отн. процентах
		1	2	1	2	1	2	1	2		
SiO ₂	60,09	0,01	4,75	0,01	4,75	2,78	2,77	0,01	3,63	3,62	47622,11
Al ₂ O ₃	101,94	0,32	0,46	0,32	0,46			0,24	0,35	0,11	44,42
TiO ₂	79,9	0,024	0,029	0,02	0,03			0,02	0,02	0,00	21,40
Fe ₂ O ₃	159,7	0,74	1,41	0,73	1,41			0,56	1,08	0,51	91,43
MnO	70,94	0,021	0,059	0,02	0,06			0,02	0,05	0,03	182,27
MgO	40,32	23,8	19,8	23,58	19,78			18,11	15,14	-2,97	-16,42
CaO	56,08	28,7	29	28,44	28,98			21,84	22,17	0,33	1,52
Na ₂ O	61,96	0,05	0,05	0,05	0,05			0,04	0,04	0,00	0,47
K ₂ O	94	0,05	0,026	0,05	0,03			0,04	0,02	-0,02	-47,76

P2O5	141,95	0,025	0,025	0,02	0,02			0,02	0,02	0,00	0,47
ППП	44,01	47,2	44,5	46,77	44,46			35,92	34,02	-1,90	-5,28
Ba	137,32	0,0025	0,0025	0,00	0,00			0,00	0,00	0,00	0,47
Сумма	60,09	100,91	100,08	100,00	100,00						

3. Слабо джаспероидизированный доломит (J1) – интенсивно джаспероидизированный доломит (J1)

Компо- нент	Молекуляр- ная масса компонента	Массовое содержание (%)				Объёмный вес		Содержание катионов в объёме 10000 А		Баланс вещества	
		Результаты анализа		Приведённые к 100%						В атомах на объём 10000 А	В отн. процентах
		1	2	1	2	1	2				
SiO2	60,09	4,75	47,6	4,75	47,46	2,77	2,8	3,63	36,71	33,08	910,75
Al2O3	101,94	0,46	0,24	0,46	0,24			0,35	0,19	-0,17	-47,38
TiO2	79,9	0,029	0,05	0,03	0,05			0,02	0,04	0,02	73,90
Fe2O3	159,7	1,41	6,08	1,41	6,06			1,08	4,69	3,61	334,92
MnO	70,94	0,059	0,35	0,06	0,35			0,05	0,27	0,22	498,34
MgO	40,32	19,8	9,93	19,78	9,90			15,14	7,66	-7,48	-49,42
CaO	56,08	29	13,7	28,98	13,66			22,17	10,57	-11,61	-52,35
Na2O	61,96	0,05	0,28	0,05	0,28			0,04	0,22	0,18	464,83
K2O	94	0,026	0,023	0,03	0,02			0,02	0,02	0,00	-10,78
P2O5	141,95	0,025	0,025	0,02	0,02			0,02	0,02	0,00	0,86
ППП	44,01	44,5	22,1	44,46	22,03			34,02	17,04	-16,98	-49,91
Ba	137,32	0,0025	0,0025	0,00	0,00			0,00	0,00	0,00	0,86
Сумма		100,08	100,30	100,00	100,00						

4. Интенсивно джаспероидизированный доломит (J1) – Полнопроявленный джаспероид (J2)

Компо- нент	Молекуляр- ная масса компонента	Массовое содержание (%)				Объёмный вес		Содержание катионов в объёме 10000 А		Баланс вещества	
		Результаты анализа		Приведённые к 100%						В атомах на объём 10000 А	В отн. процентах
		1	2	1	2	1	2				
SiO2	60,09	47,6	65,9	47,46	65,75	2,8	2,72	36,71	49,40	12,70	34,59
Al2O3	101,94	0,24	0,52	0,24	0,52			0,19	0,39	0,20	110,63
TiO2	79,9	0,05	0,005	0,05	0,00			0,04	0,00	-0,03	-90,28
Fe2O3	159,7	6,08	19,2	6,06	19,16			4,69	14,39	9,71	206,99
MnO	70,94	0,35	0,088	0,35	0,09			0,27	0,07	-0,20	-75,56
MgO	40,32	9,93	1,29	9,90	1,29			7,66	0,97	-6,69	-87,37

CaO	56,08	13,7	4,37	13,66	4,36				10,57	3,28	-7,29	-68,99
Na2O	61,96	0,28	0,62	0,28	0,62				0,22	0,46	0,25	115,26
K2O	94	0,023	0,066	0,02	0,07				0,02	0,05	0,03	178,96
P2O5	141,95	0,025	0,15	0,02	0,15				0,02	0,11	0,09	483,29
ППП	44,01	22,1	8,02	22,03	8,00				17,04	6,01	-11,03	-64,72
Ba	137,32	0,0025	0,0025	0,00	0,00				0,00	0,00	0,00	-2,79
Сумма		100,30	100,22	100,00	100,00							

	Li	Co	Ni	Cu	Zn	Ag	Sb	Pb	Be	V	Cr	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Sn	LREE	MREE	HREE	Ta	W	Th	U	As	SiO2	Al2O3	TiO2	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	ППП	Ba	Fe2O3									
Li	1,00																																															
Co	0,64	1,00																																														
Ni	0,65	0,94	1,00																																													
Cu	0,84	0,57	0,56	1,00																																												
Zn	-0,04	0,07	0,01	-0,01	1,00																																											
Ag	-0,04	0,13	0,08	0,05	0,62	1,00																																										
Sb	0,33	0,50	0,50	0,07	0,01	-0,01	1,00																																									
Pb	-0,06	0,11	0,06	0,04	0,79	0,99	-0,04	1,00																																								
Be	0,35	0,58	0,45	0,16	0,25	0,18	0,50	0,20	1,00																																							
V	0,85	0,56	0,56	0,99	-0,02	0,03	0,01	0,02	0,20	1,00																																						
Cr	0,85	0,53	0,53	0,96	0,01	0,09	0,00	0,08	0,25	0,98	1,00																																					
Rb	0,17	0,07	0,01	0,05	-0,05	-0,02	0,41	-0,03	0,47	0,06	0,14	1,00																																				
Sr	0,33	0,35	0,33	0,24	0,32	-0,02	0,36	0,02	0,22	0,20	0,16	-0,02	1,00																																			
Y	0,44	0,68	0,53	0,34	0,05	0,12	0,47	0,10	0,79	0,36	0,35	0,52	0,16	1,00																																		
Zr	0,37	0,19	0,13	0,29	-0,05	0,00	0,39	-0,01	0,49	0,30	0,37	0,97	0,03	0,57	1,00																																	
Nb	0,34	0,15	0,10	0,26	-0,06	-0,03	0,36	-0,04	0,47	0,28	0,35	0,97	0,00	0,54	0,99	1,00																																
Mo	0,18	0,14	0,07	0,09	0,14	0,07	0,24	0,08	0,28	0,11	0,16	0,41	0,07	0,29	0,42	0,41	1,00																															
Sn	0,43	0,26	0,22	0,39	-0,08	0,18	0,37	0,16	0,47	0,38	0,48	0,85	0,01	0,52	0,91	0,90	0,37	1,00																														
LREE	0,31	0,26	0,18	0,16	-0,05	0,06	0,49	-0,02	0,68	0,17	0,25	0,97	0,09	0,79	0,97	0,97	0,67	0,90	1,00																													
MREE	0,57	0,55	0,47	0,44	-0,05	0,12	0,49	-0,02	0,74	0,46	0,51	0,83	0,19	0,92	0,90	0,89	0,58	0,86	0,93	1,00																												
HREE	0,57	0,62	0,54	0,42	-0,03	0,18	0,53	0,01	0,76	0,44	0,48	0,77	0,22	0,97	0,83	0,81	0,52	0,78	0,88	0,98	1,00																											
Ta	0,31	0,12	0,07	0,24	-0,06	-0,02	0,35	-0,03	0,45	0,25	0,33	0,98	-0,01	0,53	0,99	1,00	0,40	0,90	0,96	0,87	0,80	1,00																										
W	0,05	0,19	0,16	-0,03	0,41	0,10	0,37	0,15	0,60	-0,03	0,06	0,30	0,05	0,27	0,28	0,26	0,17	0,27	0,36	0,34	0,34	0,26	1,00																									
Th	0,20	0,15	0,09	0,05	-0,02	-0,01	0,49	-0,02	0,53	0,06	0,13	0,99	0,04	0,59	0,96	0,41	0,83	0,99	0,86	0,80	0,96	0,34	1,00																									
U	0,09	0,51	0,40	-0,07	0,17	0,07	0,49	0,07	0,70	-0,06	-0,07	0,29	0,32	0,68	0,24	0,22	0,14	0,14	0,43	0,47	0,54	0,21	0,40	0,38	1,00																							
As	0,14	0,29	0,27	-0,01	0,02	-0,03	0,46	-0,05	0,22	0,00	0,00	0,07	0,11	0,19	0,07	0,04	0,50	0,07	0,13	0,14	0,16	0,03	0,19	0,11	0,20	1,00																						
SiO2	0,42	0,33	0,32	0,44	-0,13	-0,07	0,03	-0,09	0,18	0,45	0,45	0,42	-0,04	0,26	0,44	0,44	0,07	0,21	0,39	0,42	0,35	0,42	0,33	0,30	-0,18	0,05	1,00																					
Al2O3	0,91	0,64	0,57	0,97	-0,09	-0,07	-0,08	-0,07	0,23	0,98	0,96	0,92	0,34	0,51	0,97	0,95	0,12	0,73	0,78	0,83	0,70	0,95	-0,12	0,48	-0,26	-0,03	0,43	1,00																				
TiO2	0,89	0,59	0,54	0,99	-0,08	-0,05	-0,12	-0,06	0,17	0,99	0,97	0,90	0,35	0,48	0,98	0,96	0,07	0,72	0,75	0,80	0,67	0,97	-0,14	0,44	-0,27	-0,09	0,44	0,99	1,00																			
Fe2O3	0,00	0,31	0,22	-0,01	0,30	0,40	0,25	0,42	0,67	-0,01	0,06	0,04	-0,27	0,38	0,03	-0,08	0,34	0,17	0,23	0,20	0,27	-0,11	0,65	0,29	0,37	0,42	-0,08	-0,03	-0,09	1,00																		
MnO	-0,05	0,39	0,31	-0,07	0,03	0,73	0,03	0,73	0,41	-0,06	0,03	0,02	-0,17	0,51	-0,03	-0,12	0,08	0,10	0,42	0,32	0,45	-0,16	0,05	0,37	0,51	-0,01	-0,02	-0,11	-0,14	0,44	1,00																	
MgO	-0,18	-0,20	-0,16	-0,19	-0,31	-0,21	0,05	-0,22	-0,42	-0,19	-0,23	-0,17	-0,35	-0,23	-0,20	-0,11	-0,21	-0,12	-0,28	-0,29	-0,27	-0,09	-0,42	-0,26	-0,20	-0,19	-0,31	-0,15	-0,16	-0,45	-0,08	1,00																
CaO	-0,26	-0,45	-0,39	-0,24	-0,04	-0,28	-0,30	-0,28	-0,65	-0,24	-0,29	-0,31	0,46	-0,47	-0,26	-0,21	-0,25	-0,32	-0,45	-0,42	-0,44	-0,18	-0,66	-0,41	-0,17	-0,27	-0,41	-0,23	-0,18	-0,70	-0,43	0,16	1,00															
Na2O	0,47	0,44	0,34	0,63	0,46	0,65	-0,11	0,66	0,40	0,60	0,64	0,48	0,16	0,43	0,62	0,52	0,14	0,74	0,60	0,63	0,51	0,53	0,13	0,30	-0,12	0,05	0,20	0,55	0,56	0,41	0,38	-0,46	-0,34	1,00														
K2O	0,87	0,76	0,68	0,90	-0,10	-0,04	-0,02	-0,05	0,31	0,92	0,90	0,96	0,33	0,59	0,92	0,89	0,24	0,67	0,88	0,88	0,77	0,86	-0,08	0,61	-0,10	0,21	0,43	0,93	0,91	0,13	0,01	-0,23	-0,34	0,54	1,00													
P2O5	0,57	0,43	0,42	-0,10	0,30	0,28	0,29	0,37	0,41	0,41	0,50	0,13	0,63	0,46	0,37	0,55	0,26	0,70	0,66	0,69	0,32	0,07	0,63	0,13	0,19	0,22	0,41	0,37	0,50	0,46	-0,28	-0,56	0,38	0,51	1,00													
ППП	-0,42	-0,55	-0,44	-0,45	-0,10	-0,26	-0,14	-0,26	-0,56	-0,45	-0,50	-0,46	0,14	-0,52	-0,49	-0,38	-0,35	-0,46	-0,59	-0,57	-0,53	-0,36	-0,57	-0,42	-0,02	-0,38	-0,61	-0,42	-0,39	-0,64	-0,26	0,61	0,74	-0,58	-0,53	-0,52	1,00											
Ba	0,18	0,31	0,27	0,14	0,29	0,21	0,20	0,25	0,79	0,14	0,22	0,16	-0,01	0,28	0,17	0,10	0,06	0,28	0,29	0,30	0,07	0,67	0,42	0,32	0,11	-0,04	0,15	0,11	0,78	0																		

	Li	Co	Ni	Cu	Zn	Ag	Sb	Pb	Be	V	Cr	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Sn	LREE	MREE	HREE	Ta	W	Th	U	As	SiO2	Al2O3	TiO2	Fe2O3общ	MnO	MgO	Ba	Fe2O3		
Li	1,00																																			
Co	0,59	1,00																																		
Ni	0,06	0,00	1,00																																	
Cu	0,03	0,04	-0,03	1,00																																
Zn	0,11	0,08	0,05	0,11	1,00																															
Ag	0,08	0,02	0,00	0,74	0,09	1,00																														
Sb	0,09	0,06	0,04	0,27	0,99	-0,05	1,00																													
Pb	0,36	0,38	0,68	0,02	-0,03	-0,05	-0,03	1,00																												
Be	0,55	0,53	0,92	-0,03	0,07	0,08	0,06	0,12	1,00																											
V	0,21	0,16	0,34	-0,05	0,07	0,35	0,06	0,41	0,32	1,00																										
Cr	-0,06	-0,05	0,05	0,39	-0,08	-0,22	-0,01	0,02	0,08	0,08	1,00																									
Rb	0,60	0,54	0,28	-0,06	0,06	0,77	0,02	0,37	0,20	0,14	0,09	1,00																								
Sr	0,14	0,09	0,18	-0,04	0,01	0,42	0,00	0,52	0,20	0,28	0,98	0,02	1,00																							
Y	0,48	0,41	0,68	-0,06	0,10	0,27	0,08	0,18	0,61	0,57	0,26	0,16	0,33	1,00																						
Zr	0,39	0,32	0,60	0,05	-0,02	0,15	-0,03	0,14	0,55	0,53	0,28	0,14	0,32	0,40	1,00																					
Nb	0,18	0,12	0,26	-0,08	0,08	0,34	0,06	0,41	0,28	0,37	0,81	0,01	0,45	0,85	0,84	1,00																				
Mo	0,12	0,09	0,08	0,01	-0,02	0,35	-0,02	0,50	0,12	0,20	0,98	-0,01	0,55	0,96	0,96	0,39	1,00																			
Sn	0,66	0,61	0,51	-0,05	-0,03	0,72	-0,06	0,40	0,43	0,38	0,30	0,44	0,48	0,40	0,35	0,16	0,46	1,00																		
LREE	0,51	0,50	0,42	0,03	-0,03	0,46	-0,05	0,56	0,44	0,48	0,77	0,18	0,70	0,84	0,82	0,31	0,76	0,89	1,00																	
MREE	0,60	0,56	0,51	-0,03	-0,02	0,66	-0,05	0,31	0,41	0,34	0,14	0,39	0,36	0,24	0,20	0,06	0,33	0,25	0,40	1,00																
HREE	0,13	0,08	0,05	0,30	-0,03	0,10	0,03	0,31	0,07	0,13	0,40	0,06	0,23	0,39	0,40	0,24	0,23	0,42	0,38	0,36	1,00															
Ta	0,07	0,02	0,01	0,01	0,00	0,41	-0,01	0,53	0,03	0,12	0,99	-0,04	0,55	0,95	0,95	0,41	0,83	0,97	0,83	0,77	0,96	1,00														
W	0,39	0,29	-0,06	0,11	-0,08	0,21	-0,07	0,50	-0,02	-0,05	0,33	0,24	0,63	0,28	0,28	0,17	0,08	0,47	0,49	0,53	0,27	0,14	1,00													
Th	0,51	0,44	0,02	0,08	0,11	0,59	0,09	0,54	-0,01	0,01	0,17	0,15	0,46	0,16	0,13	0,47	0,18	0,38	0,46	0,52	0,11	0,43	0,25	1,00												
U	0,16	0,20	0,17	-0,09	-0,05	0,11	-0,07	0,23	0,21	0,23	0,17	-0,05	0,14	0,18	0,20	0,10	0,01	0,19	0,21	0,18	0,17	0,41	0,13	-0,05	1,00											
As	0,57	0,47	0,84	-0,08	-0,05	-0,02	-0,06	0,03	0,80	0,75	0,81	0,24	0,40	0,83	0,78	0,16	0,62	0,65	0,67	0,55	0,79	-0,11	0,39	-0,25	0,12	1,00										
SiO2	0,51	0,41	0,77	-0,07	-0,05	-0,03	-0,06	0,02	0,72	0,67	0,73	0,17	0,33	0,76	0,70	0,10	0,61	0,56	0,59	0,47	0,73	-0,10	0,32	-0,27	0,00	0,36	1,00									
Al2O3	0,33	0,30	0,02	0,03	-0,07	0,03	-0,06	0,12	0,03	0,03	0,10	-0,06	0,35	-0,02	-0,02	0,32	-0,21	0,26	0,25	0,33	-0,07	0,23	0,55	0,33	0,04	0,02	-0,02	1,00								
TiO2	0,12	0,03	-0,01	0,32	0,48	0,24	0,50	0,65	-0,02	0,05	-0,01	-0,25	0,18	0,05	-0,06	0,14	0,34	0,07	0,03	0,04	-0,06	0,53	-0,06	0,17	0,42	-0,09	-0,01	-0,05	1,00							
Fe2O3общ	-0,23	-0,24	-0,20	-0,21	-0,06	-0,30	-0,08	-0,32	-0,19	-0,21	-0,16	-0,27	-0,09	-0,22	-0,09	-0,11	-0,34	-0,18	-0,12	-0,09	-0,34	-0,14	0,10	-0,16	-0,23	-0,22	-0,18	-0,26	1,00							
MnO	-0,43	-0,38	-0,21	0,01	-0,25	-0,38	-0,25	-0,57	-0,22	-0,26	-0,29	0,44	-0,40	-0,24	-0,19	-0,27	-0,35	-0,40	-0,35	-0,35	-0,16	-0,59	-0,36	-0,07	-0,40	-0,37	-0,23	-0,16	-0,66	-0,37	1,00					
MgO	0,03	0,08	0,00	-0,12	-0,08	0,41	-0,09	-0,12	-0,01	-0,02	0,00	-0,07	-0,16	0,02	-0,03	0,00	0,27	-0,08	-0,12	-0,17	-0,01	-0,14	-0,12	-0,38	0,20	-0,11	0,08	0,01	-0,14	-0,16	0,40	1,00				
Ba	0,38	0,27	0,41	0,13	0,76	-0,01	0,77	0,39	0,37	0,40	0,34	-0,11	0,37	0,42	0,31	0,13	0,66	0,50	0,53	0,44	0,32	0,21	0,14	0,00	0,13	0,11	0,34	0,34	0,53	0,50	-0,32	-0,48	1,00			

Приложение 4. Матрица парных коэффициентов корреляции элементов в рудных и рудовмещающих породах в пределах участка «Ботомский» (выборка из 48 проб)