

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ КОМПЛЕКСНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ИНСТИТУТ им. Н.А.ШИЛО
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи

Глухов Антон Николаевич



**МЕТАЛЛОГЕНИЯ ПЕРИКРАТОННЫХ ТЕРРЕЙНОВ
НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ**

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

ДИССЕРТАЦИЯ
на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	4
ГЛАВА 1. ОБЗОР СУЩЕСТВУЮЩИХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О МЕТАЛЛОГЕНИИ ТЕРРЕЙНОВ – ФРАГМЕНТОВ КРАТОНОВ И ИХ ОКРАИН.....	12
ГЛАВА 2. ПРИНЦИПЫ, МЕТОДОЛОГИЯ И ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ, ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ В РАБОТЕ.....	19
ГЛАВА 3. ЭВОЛЮЦИЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ И РУДОНОСНОСТИ ПРИКОЛЫМСКОГО И ОМОЛОНСКОГО ТЕРРЕЙНОВ И ИХ МЕСТЕ В РЕГИОНАЛЬНОЙ СТРУКТУРЕ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ.....	29
3.1. Приколымский террейн.....	29
3.2. Омолонский террейн.....	37
ГЛАВА 4. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И РУДОНОСНОСТЬ ПРИКОЛЫМСКОГО ТЕРРЕЙНА ПАССИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ.....	43
4.1. Структурно-вещественные (литогеодинамические) комплексы.....	43
4.1.1. Довенский структурный ярус.....	43
4.1.2. Вендско-палеозойский структурный ярус.....	52
4.1.3. Мезозойский структурный ярус.....	55
4.1.4. Кайнозойский структурный ярус.....	57
4.2. Геодинамические обстановки формирования структуры Приколымского террейна и их эволюция во времени.....	57
4.3. Геохимическая специализация докембрийских комплексов Приколымского террейна.....	65
4.4. Рудоносность Приколымского террейна.....	72
4.4.1. Золото-редкометалльная формация.....	76
4.4.2. Золото-серебряная формация.....	99
4.4.3. Медно-мolibден-порфировая формация.....	106
4.4.4. Формация стратиформных полиметаллических месторождений в карбонатных толщах.....	114
4.4.5. Медистые песчаники и сланцы.....	119
4.4.6. Формация стратиформных гематитовых руд.....	122
4.4.7. Формация стратиформных вольфрамовых руд сульфидно-кварцитового типа.....	123
4.4.8. Редкоземельная минерализация неясной формационной принадлежности.....	123

4.4.9. Золотоносные коры выветривания.....	123
4.4.10. Золотоносные конгломераты.....	126
ГЛАВА 5. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И РУДНОСТЬ ОМОЛОНСКОГО КРАТОННОГО ТЕРРЕЙНА.....	128
5.1. Структурно-вещественные комплексы.....	128
5.1.1. Архейско-раннепротерозойский кристаллический фундамент.....	128
5.1.2. Рифейско-среднеюрский структурный ярус.....	131
5.1.3. Верхнеюрско-меловой структурный ярус.....	136
5.2. Тектоника и структуры Омолонского террейна, их эволюция во времени..	139
5.3. Рудносность Омолонского террейна.....	142
5.3.1. Железистые кварциты.....	142
5.3.2. Золото-редкометалльная формация.....	145
5.3.3. Железорудные скарны.....	146
5.3.4. Медно-мolibден-порфировая формация.....	146
5.3.5. Золото-серебряная формация.....	151
5.3.6. Серебро-полиметаллическая формация.....	168
5.3.7. Урановая минерализация неясной формационной принадлежности	171
ГЛАВА 6. ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ТЕКТО-И РУДОГЕНЕЗА ПЕРИКРАТОННЫХ ТЕРРЕЙНОВ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ.....	172
6.1. Приколымский террейн пассивной континентальной окраины.....	172
6.2. Омолонский кратонный террейн.....	183
6.3. Сравнение рудной продуктивности Омолонского и Приколымского террейнов.....	202
ГЛАВА 7. ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ ПЕРИКРАТОННЫХ ТЕРРЕЙНОВ.....	206
ГЛАВА 8. ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ НОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ОЦЕНКА ПОТЕНЦИАЛА РУДНОСТИ.....	224
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	233
ПЕРЕЧЕНЬ УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ И СОКРАЩЕНИЙ.....	235
ЛИТЕРАТУРА.....	236

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность работы. Установление связи между историей развития региональных геологических структур, геодинамической спецификой отдельных этапов их эволюции, с одной стороны, и составом, пространственным размещением, параметрами рудных объектов – с другой, относится к числу актуальных фундаментальных проблем современной металлогении. Разработка ее главных аспектов раскрывает механизмы перераспределения вещества литосферы и закономерности возникновения рудных концентраций вследствие изменения геодинамических обстановок формирования тех или иных конкретных геолого-тектонических комплексов. Разработка данной проблемы представляется наиболее продуктивной на примере структур, в составе которых присутствуют кристаллические комплексы – фрагменты дорифейского консолидированного фундамента. На Северо-Востоке Азии комплексы, дорифейский возраст которых доказан современными U-Pb датировками, известны на Омолонском, Приколымском и Охотском террейнах, которые интерпретируются мною как перикратонные, относительно Северо-Азиатского кратона. Под «перикратонными террейнами», вслед за Дж. Монгером (Monger, 1989; Monger, Price, 2002) и Л.М. Парфеновым (1993), и в соответствии с существующей тектонической терминологией (Международный..., 1991), подразумеваются фрагменты древней платформы (кратонные террейны), либо ее пассивной окраины (миогеоклинальные террейны), которые были некогда отчленены от обширного материнского кратона и позже вновь к нему аккрециированы. Объектами исследования стали Омолонский и Приколымский перикратонные террейны. Оба они (рисунок 1) входят в структуру позднеюрско-раннемеловых орогенных поясов Северо-Востока Азии (Хайн и др., 2009): Омолонский кратонный террейн (ОМ, обычно в литературе называется «массивом») – в состав Охотско-Корякского (Горячев и др., 2017) Приколымский миогеоклинальный (ПК, традиционно именовался «поднятием») – в состав Яно-Колымского (Геодинамика., 2006). Оба имеют длительную историю геологического развития: наиболее древние U-Pb датировки комплексов первого составляют 3,4 – 3,2 млрд. лет (Акинин, Жулanova, 2016; Бибикова и др., 1978), второго – 2,4 млрд. лет (Щербакова и др., 1988). В структурах и Омолонского и Приколымского террейнов пространственно совмещено до- и синаккреционное оруденение различного состава (рисунок 1, таблица 1), ассоциирующее с разновозрастными комплексами (Горячев, 1998; Шпикерман, 1998); для их истории геологического развития характерно последовательное усложнение металлогенического облика, проявленное в расширении спектра металлов, создающих рудные концентрации. Это дает основание предполагать эволюционный характер развивавшихся здесь рудообразующих процессов.

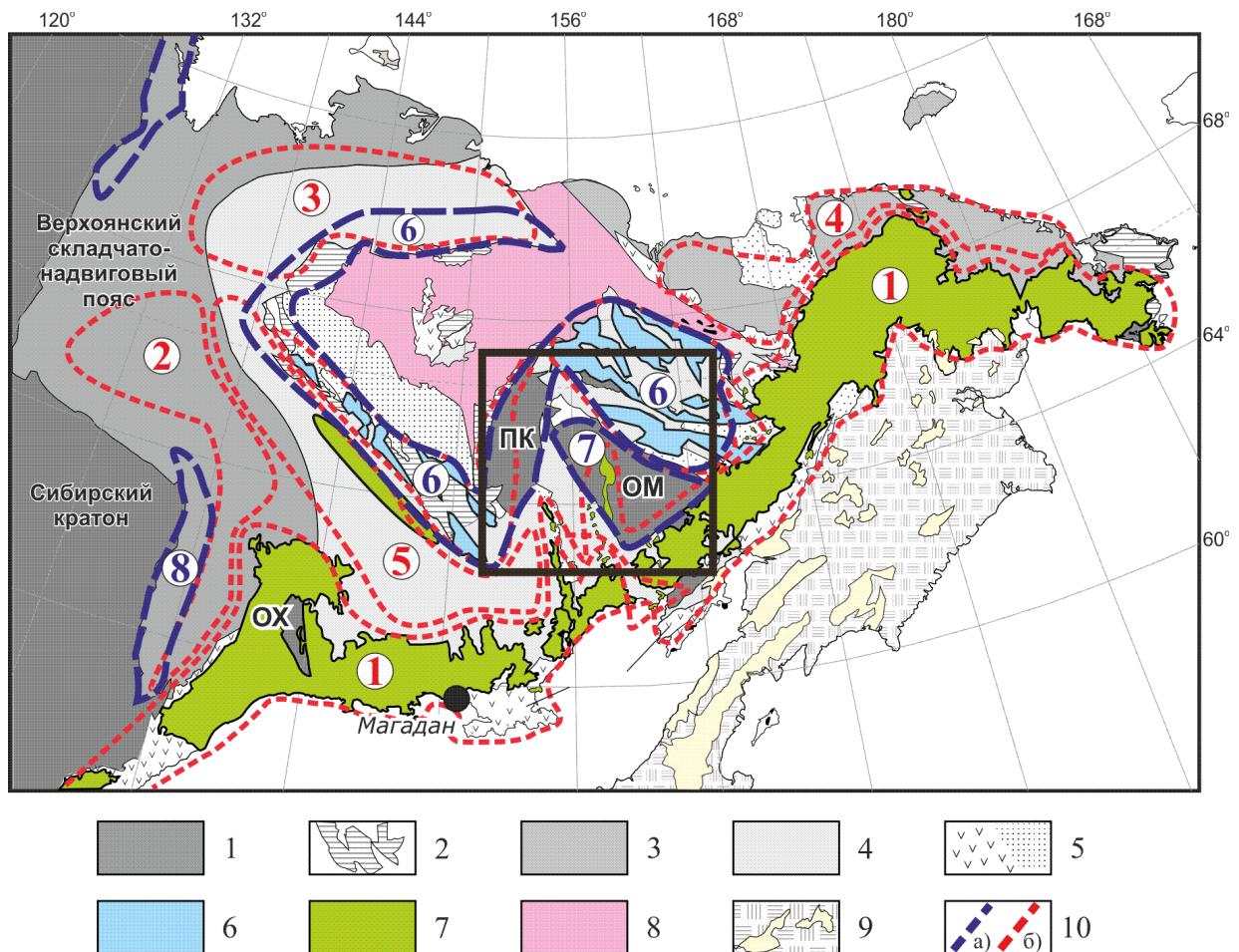


Рисунок 1. Тектоническая схема Северо-Востока России (по В.В. Акинину и Э.Л. Миллер, 2011, с изменениями и дополнениями): 1 – докембрийские кратоны и перикратонные терреины; 2 – палеозойские терреины пассивной континентальной окраины; 3 – каменноугольные, пермские и триасовые шельфовые комплексы пассивных окраин Сибирского кратона и Чукотского блока; 4 – триасовые и юрские турбидиты Яно-Колымского складчатого пояса; 5 – юрско-меловые вулканогенные ареалы и осадочные бассейны; 6 – позднеюрский Уяндино-Ясачненский и – раннемеловой Олойский вулканогенные пояса; 7 – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (ранне-позднемеловой 8 – терреины океанические и аккреционной призмы); 9 – Корякско-Камчатские вулканогенные пояса (палеоген-четвертичные), перекрывающие юрско-меловые аккреционные оphiолитовые комплексы. 9 – металлогенические пояса доаккреционные (а), син- и постаккреционные (б). Цифры в кружках – номера поясов в таблице 1. Терреины, рассматриваемые в работе: ПК – Приколымский, ОМ – Омолонский, ОХ – Охотский. Рамкой показана исследуемая территория.

Таблица 1. Металлогенические пояса Северо-Востока Азии (к рисунку 1). По «Тектоника...» (2001), В.И. Шпикерману (1998)

Металлогенический пояс	Металлогенический облик	Возраст	Номер на рис. 4-1
<i>Син- и постаккреционные</i>			
Охотско-Чукотский	Au, Ag, Cu, Sn, Pb, Zn, Hg	K ₂	1
Восточно-Якутский	Au, Ag, Sn, Pb, Zn	K ₁₋₂	2
Яно-Полоусный	Au, Sn, W, Mo	K ₁	3
Чукотский	Au, Sn, W	K ₁	4
Яно-Колымский	Au, Sn	J ₃ – K ₁	5
<i>Доаккреционные</i>			
Циркумалазейский	Cu, Pb, Zn, Ag, Au	PR ₁ – K ₁	6
Омолонский	Au, Ag, Cu, Fe	AR – C ₁	7
Сетте-Дабанский	Cu, Pb, Zn	RF ₃ – D ₁	8

Цель работы – выявить факторы, определяющие металлогенический облик Приколымского и Омolonского перикратонных террейнов. Для ее достижения решались следующие задачи: 1) уточнение тектонической структуры и геодинамической эволюции этих террейнов, 2) изучение геологического строения рудных проявлений благородных и цветных металлов; 3) определение химического и минерального состава, физико-химических условий образования, возраста и источников вещества руд; 4) геолого-генетическая типизация оруденения; 5) определение, в соответствии с современными геолого-генетическими моделями месторождений цветных и благородных металлов, рудоносных вещественных комплексов, уточнение их возраста и геодинамической природы; 6) установление геохронологических этапов рудообразования, их корреляция с этапами геодинамической эволюции террейнов, и Северо-Востока Азии в целом.

Методологическую основу исследования составили металлогенический и геодинамический анализ региональных структур, анализ пространственных и временных вариаций минералогических, геохимических и изотопных характеристик пород и руд, типизация рудных объектов на основе современных геолого-генетических моделей.

Методы исследований: 1) полевые работы различного масштаба – от поисково-съемочных геологических маршрутов до документации горных выработок и керна скважин; 2) анализ опубликованных и собственных структурно-тектонофизических исследований; 3) изучение геохимической специализации руд и вмещающих комплексов (спектральный, рентгенофлуоресцентный, атомно-эмиссионный спектральный анализ с индуктивно-связанной плазмой); 4) минералогические исследования; 5) изотопно-геохимические ($\delta^{34}\text{S}$, $\delta^{18}\text{O}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) и изотопно-геохронологические (U-Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) исследования; 6) термобарогеохимия.

Фактический материал и личный вклад автора. В основу диссертации положен фактический материал, собранный автором при изучении геологии и рудоносности Приколымского (1997 – 2012 гг.) и Омлонского (1996 – 2018 гг.) террейнов в составе различных производственных и научно-исследовательских организаций, в том числе СВКНИИ ДВО РАН. Лично автором с разной степенью детальности в пределах данных структур изучены 23 месторождения, рудопроявления и перспективных участка, на 6 из которых автор руководил поисковыми и разведочными работами. Выполнено более 300 км геологических маршрутов, задокументировано более 1600 пог.м канав, 13000 м керна поисковых и разведочных скважин, изучено более 40 искусственных и естественных обнажений. Использованные в работе результаты химико-аналитических исследований для определения содержаний цветных, благородных металлов, элементов-примесей петрогенных элементов, включают более 36000 проб, проанализированных различными методами (ICP, РФА, пробирный, атомно-

абсорбционный). В работе использованы собственные данные по изотопным возрастам пород и руд на основе U-Pb метода (TIMS и SIMS по циркону) – 4 датировки, Ar-Ar метода (по адуляру и серициту) – 10 датировок, определения изотопного состава сульфидной серы – 11, кислорода – 4, изотопного состава свинца в сульфидах – 2. Использованы результаты исследований, выполненных в рамках совместных проектов с Н. Е. Саввой, М. И. Фоминой (минералогия руд), Е. Е. Коловой (термобарогеохимия), А. С. Гладковым, О. В. Луниной, Д. А. Кошкаревым (структурно-тектонофизический анализ), В. В. Акининым, Г. О. Ползуненковым, В. В. Прийменко, А. Б. Котовым, Е. Б. Сальниковой (изотопно-геохронологические исследования). Аналитические исследования выполнялись в СВКНИИ ДВО РАН, лабораториях Института геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск), ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток), ООО «АЛС Чита Лимитед» (г. Чита), ООО «Стюарт Геокемикл энд Эссей» (г. Москва), Института геологии и геохронологии докембрая РАН (г. Санкт-Петербург), Института Карпинского (г. Санкт-Петербург), «Chemex Laboratory» (г. Рено, Невада, США).

Научная новизна. 1) По результатам структурно-тектонофизических исследований детально охарактеризована ранее установленная (В. А. Шишкин, В. И. Шпикерман) чешуйчато-надвиговая структура протерозойских комплексов Приколымского террейна, выделены этапы её формирования, предложен вариант корреляции с главными тектоно-магматическими этапами развития северо-восточной окраины Северо-Азиатского кратона. 2) Подробно изучены золоторудные объекты Приколымья, два из которых (Надежда, Тый-Юрье) переведены в ранг месторождений; впервые определена их принадлежность к золото-редкометалльной (Надежда, Тый-Юрье, Глухаринское) и золото-серебряной (Тимша) формациям; оценен возраст золото-редкометалльного оруденения (162 – 156 млн лет, Ar-Ar метод). 3) Установлены порфирово-эпимеральные системы Приколымского и Омолонского террейнов, исследованы их минералого-геохимические особенности и зональность. 4) Дано характеристика геологического строения рудоносной толщи и геохимической зональности медистых песчаников и сланцев Приколымского террейна. 5) Впервые подробно изучен вещественный состав стратиформной Pb-Zn минерализации в рифейских карбонатных толщах Приколымского террейна; определен ее геолого-генетический тип (MVT). 6) Приводятся дополнительные аргументы в поддержку гипотезы о коровом источнике вещества разнотипного оруденения Приколымского и подкоровом – Омолонского террейна. 7) Подтвержден возраст эпимеральных золото-серебряных месторождений Омолонского террейна: позднепалеозойский (древнее 286 – 298 млн лет) для центральной его части, где месторождения вмещаются образованиями Кедонского вулкано-плутонического пояса, и позднемеловой (79 – 83 млн лет) для южного фланга, среди образований Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. 8) Получены дополнительные данные о

возрасте гранитоидов Конгинской магматической зоны Омоловского террейна и связанной с ними медно-молибден-порфировой минерализации (86 – 87 млн лет).

Основные защищаемые положения:

1. *На Приколымском террейне выделяются четыре этапа рудогенеза. Наиболее продуктивными были рифейский (формация медистых песчаников), средне-позднеюрский (золото-редкометалльная формация) и позднеюрский (медно-молибден-порфировая формация). Все известные месторождения и рудопроявления золота Приколымья принадлежат к золото-редкометалльной формации и были образованы на средне-позднеюрском этапе. Положение обосновывается в главе 4.*

2. *Оруденение Омоловского террейна было сформировано в шесть этапов. Наиболее продуктивными были позднедевонско-раннекарбоновый (медно-молибден-порфировая и золото-серебряная формации) и позднемеловой (медно-молибден-порфировая, золото-серебряная, серебро-полиметаллическая формации), в течение которых были сформированы все известные промышленные месторождения. Положение обосновано в главе 5.*

3. *Рудные формации Приколымского террейна наследуют специфику состава вмещающих комплексов; источники флюида и металлов располагались в верхней коре. Геохимические особенности минерализации Омоловского террейна указывают на нижнекоровые источники рудного вещества. Положение обосновано в главах 4 и 6.*

4. *Ключевыми факторами, определяющими особенности металлогенеза перикратонных террейнов, являются: 1) сохранность консолидированного кристаллического фундамента, 2) характер дислоцированности – глыбовый или чешуйчато-надвиговый. Они обуславливают изменения рудообразующих обстановок, формационный состав оруденения, интенсивность рудогенеза на каждом из его этапов (накопление руд в ходе одного крупного этапа либо последовательная концентрация/диссипация в ходе многократных возобновлявшихся рудообразующих событий). Положение обосновано главах 6 и 7.*

Практическая значимость работы. Главным практическим результатом выполненного научного исследования представляется создание теоретической основы для прогнозирования и поисков в Приколымо-Омоловском регионе месторождений благородных и цветных металлов разных типов. Под руководством автора открыты и разведаны два месторождения золота, выявлено несколько перспективных рудопроявлений золота, серебра, меди, свинца и цинка. Автор представил прогнозно-поисковые рекомендации на территорию листа Q-56, участвуя в работах по созданию Госгеолкарты-1000 третьего поколения. Выводы автора о металлогенических факторах изученных тектонических структур могут служить теоретической базой для разработки геолого-поисковых моделей оруденения в пределах других перикратонных террейнов.

Апробация работы. Результаты, вошедшие в диссертационное исследование, неоднократно докладывались на региональных, всероссийских, в том числе с международным участием, научных и научно-практических конференциях и совещаниях (Магадан, 2000, 2001, 2003, 2013, 2014, 2017, 2020), (Якутск, 2013, 2017, 2019, 2021), (Владивосток, 2021), (Хабаровск, 2012, 2021), (Новосибирск, 2014), (Санкт-Петербург, 2019), (Москва, 2013, 2017, 2020, 2022), Апатиты (2023), систематически сообщались на заседаниях лабораторий СВКНИИ ДВО РАН и научно-технических совещаниях производственных организаций. Представления автора о геологическом строении и генетических типах рудных объектов Приколымского террейна изложены в отчете о результатах работ по составлению листа Q-56 Госгеолкарты третьего поколения (ВСЕГЕИ Роснедра, Свириденко, Шпикерман, 2019ф). Непосредственно по теме диссертации соискателем были сделаны доклады на заседаниях Ученых советов СВКНИИ ДВО РАН (23.11.2021; 22.02.2022), ДВГИ ДВО РАН (31.03.2022 и 04.06.2024), Института Геологии Коми НЦ УрО РАН (25.01.2022), ЦНИГРИ (02.11.2023).

Публикации. По теме диссертации опубликованы 69 научных работ в том числе 24 публикации в журналах перечня ВАК, из которых 11 размещены в международных базах систем цитирования и входящие в «Белый список» (№ ДС/25-пр от 11.07.2024, № ДС/17-пр от 15.05.2023, № Да/3855-пр от 20.10.2022), 1 статья – в научном сборнике.

Структура и содержание работы.

Диссертация объемом 298 стр. состоит из введения, восьми глав, заключения, списка литературы из 778 наименования; включает 81 иллюстрацию, 38 таблиц.

Во введении дана общая характеристика работы, обоснована актуальность темы исследования, формулируются цели и задачи, основные положения, выносимые на защиту, представлена информация о фактическом материале, личном вкладе автора в выполненное исследование, а также о научной новизне диссертационной работы и ее практической значимости. В главе 1 – «Обзор современных представлений о металлогении террейнов – фрагментов кратонов и их окраин» – приведен ретроспективный анализ взглядов и теоретических концепций эволюции рудообразующих процессов и рудоконтролирующих структур докембрийских блоков земной коры и связи их с тектогенезом. В главе 2 – «Принципы, методология, теоретические модели, использованные в работе» – характеризуется теоретическая база и терминология, на которых базируется работа. Глава 3 – «Эволюция представлений о геологическом строении и рудоносности Приколымского и Омоловского террейнов и их месте в региональной структуре Северо-Востока Азии» – содержит обзор геологической изученности объектов диссертационного исследования. Глава 4 – «Геологическое строение и рудоносность Приколымского террейна пассивной континентальной окраины». Здесь приведены современные данные о геологии и металлоносности Приколымья, полученные как в результате изучения

последних двух десятилетий, так и базирующиеся на актуализации (с учетом современных теоретических концепций) материала, накопленного за предыдущие годы. Глава 5 – «Геологическое строение и рудоносность Омоловского кратонного террейна». Представляет собой актуальную сводку информации о геологии и рудоносности Омоловского массива. Глава 6 – «Основные закономерности текто- и рудогенеза перикратонных террейнов Северо-Востока Азии» – посвящена выводам о геодинамической и металлогенической эволюции рассматриваемых террейнов, выявлению черт их сходства и различия, анализу причин этого. Глава 7 – «Основные факторы металлогенеза перикратонных террейнов» – содержит выводы о чертах сходства и различия тектоники и металлогенеза Приколымского и Омоловского террейнов и факторах, их обуславливающих. Глава 8 – «Прогнозная оценка рудоносности» – содержит поисковые критерии, разработанные на основе установленных металлогенических закономерностей, а также соображения о перспективах выявления здесь промышленных месторождений. В заключении изложены основные выводы диссертационного исследования.

Благодарности. Диссертационная работа выполнена в лаборатории петрологии, изотопной геохронологии и рудообразования СВКНИИ ДВО РАН. Автор выражает искреннюю благодарность всем коллегам и соавторам, помогавшим в работе: Е. Е. Коловой, В. В. Акинину, М. И. Фоминой, В. В. Альшевскому, **В. К. Прейсу**, **В. П. Василенко**, **М. Л. Гельману**, Г. О. Ползуненкову, **Б. М. Седову**, Е. Э. Тюковой, Т. И. Михалицыной. Особую признательность автор выражает **Г. Х. Булякову**, Н.Е. Савве, В.И. Шпикерману и **А. Д. Чехову**, при содействии которых он в 1997 г. начал, а в 1999 году продолжил исследования, лежащие в основе этой работы. Важные результаты были получены в сотрудничестве с коллегами из других научных институтов: А. С. Гладковым (ИЗК СО РАН), Ю. А. Калининым (ИГМ СО РАН), А. Б. Котовым (ИГГД РАН), Д. А. Кошкаревым (ИЗК СО РАН), О. В. Луниной (ИЗК СО РАН), Ю. В. Макаровой (ВСЕГЕИ Роснедра), Е. Б. Сальниковой (ИГГД РАН), С. В. Соколовым (ВСЕГЕИ Роснедра), П.Л. Тихомировым (МГУ). Существенно улучшить работу позволили рекомендации, высказанные Н. А. Горячевым (СВКНИИ ДВО РАН), А. И. Ханчуком (ДВГИ ДВО РАН), В. Ю. Фридовским (ИГАБМ СО РАН), В. В. Раткиным (ДВГИ ДВО РАН), И. Ф. Мигачевым (ЦНИГРИ), В. С. Звездовым (ЦНИГРИ), Ю.А. Калининым (ИГМ СО РАН), В. Т. Казаченко (ДВГИ ДВО РАН). Автор также благодарит геологов и геофизиков производственных организаций, вместе с которыми ему посчастливилось вести поисковые и разведочные работы в Колымо-Омоловском регионе: Е. В. Алакина, Е. Б. Александрова, **А. А. Алексютина**, Д. А. Дьяченко, В. Н. Егорова, В. Г. Ермоленко, Н. Ф. Клименко, А. Г. Колесникова, Т. А. Кормушкина, **В. Л. Кошкарева**, А. А. Кушманцева, В. А. Малахова, В. М. Павлюка, С. Ф. Петрова, А. А.

Петручека, Д. С. Писаренко, А. И. Полушкина, С. В. Трофимова, Д. В. Холмова, А. Ф. Читалина, М. А. Яковенко, И. К. Яковлева, А. А. Бирюкова, В. В. Прийменко.

Работа выполнена в рамках бюджетной темы НИР СВКНИИ ДВО РАН (№ гос. регистрации AAAA-A17-117022850032-9).

Глава 1

ОБЗОР СУЩЕСТВУЮЩИХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ

О МЕТАЛЛОГЕНИИ ТЕРРЕЙНОВ – ФРАГМЕНТОВ КРАТОНОВ И ИХ ОКРАИН

В последние десятилетия исследователи в области наук о Земле пришли к мнению о том, что руды образуются в результате процессов перераспределения вещества мантии и земной коры, которые сопровождаются длительной тектонической и флюидной активностью (Овчинников, 1990; Смирнов, 1976). Применительно к гидротермальным месторождениям состав руд и масштаб их скоплений (месторождений и рудопроявлений) определяется степенью зрелости корового вещества, выражющейся через соотношение салических и фемических комплексов (Щербаков, 1965). В данном контексте эволюция рудообразующих процессов, рудоконтролирующих структур и связь их с тектогенезом представляют собой самостоятельные объекты исследований (Рундквист и др., 1994б), а наибольший интерес представляет изучение региональных структур длительного развития – начиная с архея и раннего протерозоя. Таковыми являются древние перикратонные терреины.

Дифференциация вещества является фундаментальным свойством эволюции Земли и других планет Солнечной системы (Маракушев и др., 1992). В металлогеническом аспекте рассматривается дифференциация химических элементов, то есть «...разделение элементов в природных процессах, обусловленное их миграцией и изменением концентрации в последовательно возникающих продуктах того или иного процесса» (Геологический словарь, 2010, Т. 1, с. 85). Так как развитие планет, и Земли в том числе, имеет направленный характер, дифференциация элементов (глобальная геохимическая дифференциация по Ю. Г. Щербакову, 1976) также необратима и приводит к образованию особых систем – геохимических полей и рудных систем различного ранга. Подобным системам присуща зональность, то есть закономерное внутреннее строение, что обуславливается как миграционными свойствами самих химических элементов и проницаемостью среды, так и количеством энергии, и расположением ее источников. Частным случаем геохимической дифференциации является «...концентрирование..., вплоть до образования рудных месторождений» (там же), которые представляют собой экономически значимые скопления определенных минералов. Таким образом, минералообразование (связывание элементов в минеральную форму) и рудообразование (образование значимых концентраций минералов) можно рассматривать как самостоятельные этапы дифференциации химических элементов в литосфере. Ремобилизация рудного вещества (регенерация, реювенация) является еще одним подобным этапом; в ходе нее

элементы сначала претерпевают изменение минеральных форм своего нахождения и затем – типа и состава скоплений этих минеральных форм (руд).

Направленный характер развития руд и рудообразующих обстановок отмечался многими исследователями (Билибин, 1955; Магакьян, 1974; Шатский, 1960). А. Л. Яншин (1963) рассматривал закономерности размещения месторождений только в контексте условий и явлений, существовавших на разных геохронологических интервалах. Впервые понятие «металлогенической эволюции» было сформулировано Г. А. Твалчелидзе (1966) как «*наличие возрастной металлогенической специализации, обусловленной общим историческим процессов направленного развития земной коры*» (с. 14). В дальнейшем эволюционный аспект металлогенеза неоднократно рассматривался различными исследователями как в глобальном аспекте (Жарков, 1993; Ткачев, Рундквист, 2016; Cawood, Hawkesworth, 2015; Goldfarb et. al., 2010; Veizer et. al., 1989), так и применительно к конкретным региональным структурам (Гордиенко, Кузьмин, 1999; Сидоров, 1998; Сидоров и др., 2012).

Проблеме многократного перераспределения рудного вещества в геологической истории посвящены работы Г. Шнейдерхена (1958), Д. В. Рундквиста (1990, 1993), А. А. Сидорова (1994, 1998). Первый впервые ввел в научный оборот применительно к рудным месторождениям термин «регенерация», под которым он понимал процессы переотложения рудного вещества на более высоких стратиграфических уровнях в результате возобновлявшихся эндогенных процессов (1958). Предложенный им же термин «реевенация» нес близкое значение, но применительно к уровню минеральной ассоциации. Д. В. Рундквист развивал представления о «реевенации» как совокупности процессов омоложения ранее сформированной континентальной коры в результате периодически возобновляемых проявлений магматизма, метаморфизма и рудогенеза (1993). При этом происходит как регенерация ранее возникших рудных концентраций, так и образование новых с ростом разнообразия их генетических типов. Первичная неоднородность вещества литосферы, с этих позиций, рассматривается как главная причина формирования рудных концентраций различного масштаба в ходе тектоно-магматического развития, а размещение областей и зон реевенации определяется прежде всего структурными факторами. Металлогенез региональных структур со сформированной континентальной корой является унаследованной и определяется прежде всего составом докембрийского субстрата. При этом характер тренда геохимической специализации (халько- либо литофильной) устойчиво сохраняется на всех последующих этапах тектоно-магматического развития блоков земной коры. По мнению Е. А. Радкевич, древние рудные концентрации являются источником рудного вещества для более молодых месторождений (1987). Ю. Г. Щербаков считал зависимость размеров месторождений и состава их руд от содержания соответствующих элементов в рудовмещающей среде убедительным аргументом в пользу заимствования металлов из пород (1989).

«Метаморфогенная» модель образования орогенных месторождений золота за счет мобилизации рудных элементов из вмещающих пород всесторонне обоснована Р. Бойлом (Boyle, 1979). В пользу гипотезы о перераспределении рудного вещества вмещающих пород свидетельствуют как полученные в последние годы изотопные данные (например, Christopher et. al., 2017; Xu et. al. 2018), так и результаты физико-химического моделирования и экспериментальные данные (Борисов, 2000; Гричук, 2000). Детально, применительно к стратиформным полиметаллическим месторождениям, процесс перераспределения и ступенчатого концентрирования рудного вещества изучен А. Н. Ермолаевым с коллегами (1990). А. А. Сидоров предложил концепцию «базовых формаций» (1998), которая отражает геохимическую дифференциацию рудного вещества от первичных комплексных образований к сравнительно простым по составу монометалльным «вторичным» месторождениям. Разнообразие геолого-генетических типов рудных проявлений конкретного блока земной коры при этом объясняется составом рассеянной минерализации в коровом субстрате.

Существующие генетические модели перераспределения рудного вещества были резюмированы В. И. Шпикерманом (1998): 1) регенерационная (переотложение из древних месторождений в молодые без изменения состава руд), 2) дифференциального развития, 3) концентрационная или латераль-секреционная (извлечение металлов из пород с повышенным относительно кларка содержанием и переотложение в виде руд), 4) рассеяния (разубоживание богатых руд древних эпох), 5) независимого развития (независимый источник вещества древних и молодых месторождений), 6) смешанные модели.

С другой стороны, уже много десятилетий развивается парадигма эндогенного глубинного источника рудного вещества (Моисеенко, 1977; Смирнов, 1976; Умитбаев, 1986; Иванкин, Назарова, 1988; Котляр, Яковлев, 1984). В наиболее полном виде она сформулирована А. А. Маракушевым с коллегами: «...общие особенности магматизма и металлогенеза и направленная глобальная эволюция флюидов, вулканизма и рудообразования связаны с потоком рудного вещества и энергии из недр Земли» (2005, с. 246). Однако там же отмечается, что «...металлогеническая специализация... зависит не только от флюидного режима, но и от геохимической специализации фундамента и мантии» (2005, с. 241). В несколько модернизированном виде подобная модель «мантийных корней рудных формаций» предстает в работах И. И. Абрамовича и И. Г. Клушина (Абрамович, 1998; Абрамович, Клужин, 1987; Современные..., 1984), которые утверждают, в частности, что «...отделение рудных растворов от остывающих интузивов, выщелачивание рудных компонентов... их мобилизация из вмещающих толщ играют сугубо второстепенную роль» (1998, с. 128). Некоторые исследователи ставят под сомнение саму возможность регенерации оруденения и унаследования его состава (Щеглов, 1997).

Тем не менее, как отмечал И. И. Абрамович (который, как упоминалось выше, являлся убежденным приверженцем «глубинного» происхождения руд), среди прочих факторов эволюции рудогенеза «...большинство исследователей первостепенную роль отводят усложнению состава и строения земной коры» (1998, с. 121).

Перикратонным террейнам присуща определенная двойственность их тектонической природы. С одной стороны, они являются органичными частями орогенных поясов и вовлечены в процессы складчатости, разломообразования, метаморфизма и гранитоидного магматизма. С другой, наличие древнего субстрата означает определенную стабильность этих структур и их автономию от складчато-надвигового матрикса. Это делает их благоприятным объектом для выяснения действительных соотношений «рециклинговой» и «глубинной» моделей рудогенеза. Зрелый («сиалический», по Ю. Г. Щербакову, 1965) тип данных структур определяет отсутствие определенного одностороннего тренда их геологической эволюции (как, например, для энсиматических террейнов, развитие которых происходит в сторону «сиализации»). Отсюда появляется возможность, прослеживая цикличность изменений состава рудных концентраций и вмещающих их образований изучить эволюцию рудогенетических процессов и установить взаимоотношения различных источников вещества и их относительную роль на тех или иных этапах геологического развития.

Академик А. Д. Щеглов сформулировал базовое положение металлогении, сделавшее невозможным рассмотрение генезиса месторождений в отрыве от тектоники: «*определенные типы месторождений проявляются при определенных тектонических режимах в определенных типах тектонических структур*» (1989, с. 10). Анализу соотношений процессов тектоники и рудогенеза в масштабе конкретного объекта (рудного поля, месторождения) были посвящены исследования Ф. И. Вольфсона, А. В. Королева, А. А. Пэка, В. М. Крейтера, Ж. В. Семинского, В. И. Старостина. В значительной степени они отражены в классификациях структур рудных полей и месторождений (Вольфсон, Яковлев, 1975; Семинский и др., 1987; Старостин, 1990), которые констатируют тесную корреляцию элементов тектоники рудных полей с региональных структур. С другой стороны, развитие тектонофизических исследований позволило установить взаимосвязи между деформациями горных пород, слагаемых ими массивов и структур различных масштабов. Один из важнейших принципов тектонофизики – принцип подобия (Гзовский, 1975) – предусматривает подчиненность деформаций объектов разного ранга единым закономерностям. В случае тектонофизического моделирования такими объектами являются, с одной стороны, природная тектоническая структура, а другой – ее лабораторная модель; применительно к целям нашего исследования, и экстраполируя предложенную иерархию на полевые наблюдения как аналог лабораторного эксперимента (Хайн и др., 2008) это, соответственно, региональная тектоническая структура и рудное поле. С принципом подобия

перекликается так называемый «геогенетический закон» эволюционного развития минерального мира (Рундквист, Рундквист, 1994). Он определяет *«подобие последовательности образования минеральных объектов в различных масштабах времени - от общей истории Земли до относительно кратковременного развития индивидов»* (1994, с. 594). То есть процессы, факторы, закономерности рудогенеза, установленные для тектонических и металлогенических таксонов высоких рангов, будут наблюдаться также и в рангах месторождения и рудного тела.

В этом контексте металлогения докембрийских террейнов изучена пока недостаточно полно. Среди публикаций, посвященных Северо-Востоку Азии, можно отметить работы А. А. Сидорова с соавторами (Сидоров, 1987, 1998; Сидоров и др., 2008, 2012; Сидоров, Волков, 2015). В них, в частности, развиваются представления о тождественности факторов рудогенеза террейнов кратонных и пассивной континентальной окраины, и формировании первичных концентраций металлов и тех, и других уже на этапе формирования докембрийского фундамента. Оруденение кратонных террейнов при этом постулируется как полихронное. В то же самое время отмечается, что *«унаследованность фанерозойской минерализации от докембрийского оруденения в пределах террейнов пассивной окраины, особенно в районах погруженных микрократонов, проявлена в разной степени»* (Сидоров, Волков, 2015, с. 30).

Применительно к Уралу, схожие представления развивает В. А. Прокин (1988), рассматривая так называемое Центрально-Уральское краевое поднятие, в современных терминах - миогеоклинальный складчато-надвиговый пояс внешней зоны Уральского орогенного пояса. Его структура, набор структурно-вещественных комплексов и металлогения близки и Приколымскому поднятию и Верхоянской пассивной окраине Северо-Азиатского кратона. Согласно представлениям автора, *«металлогения краевых поднятий имеет много общего с металлогенией срединных массивов»* (Прокин, 1988, с. 21). Однако и он добавляет оговорку о том, что *«особенность краевых поднятий – более интенсивно проявление рифтогенных процессов»* (там же). То есть, специфика террейнов пассивной окраины все-таки признается.

Представления о близости тектонической природы и металлогении Приколымского поднятия и Омолонского массива развивались в достаточно своеобразном и новаторском для своего времени исследовании А. И. Садовского, резюмированном в нескольких публикациях (1989, 1991а, б). В них они рассматривались в контексте предложенной автором концепции палеозойской тектономагматической активизации – *«процессу формирования геологических формаций и структур орогенного типа и сопровождавшего их оруденения, развивавшихся без предварительной геосинклинальной подготовки»* (1989, с. 13). То есть, в процессе такой активизации такие, казалось бы, разные по своей природе эндогенные процессы как рифтогенез (включая формирование стратiformного железного и медного оруденения) и орогенез (с образованием жильно-прожилковых руд золота и серебра) происходили одновременно.

Сформированные таким образом «структурно-металлогенические блоки» оказали значительное влияние на мезозойское тектоно-магматическое развитие региона и его рудоносность. Характерным примером таких блоков А. И. Садовский считал Приколымо-Омолонскую структурно-металлогеническую область, объединившую Приколымское поднятие, Омолонский массив и разделяющий их Сугойский прогиб.

Составители «Металлогенической карты Магаданской области и сопредельных территорий» (М. Л. Гельман, Н. В. Ичетовкин, Г. М. Сосунов, 1986), отметив тектонические различия Приколымского поднятия (части Яно-Колымской складчатой системы) и Омолонского срединного массива, тем не менее, объединили их в одну Колымо-Омолонскую металлогеническую систему, включив туда и Омулевское поднятие. Отмечалось, что «*для данной системы характерны архейско-раннепротерозойское и позднепротерозойское оруденение железа, золота, серебра, полиметаллов, позднемезозойское оруденение золота, серебра, полиметаллов, молибдена, вольфрама и ртути*» (с. 27).

В 1987 году С. М. Тильман, Л. М. Парfenов и Л. М. Натапов впервые выполнили обзор металлогенеза Северо-Востока Азии с позиций аккреционной тектоники. Приколымское поднятие и Омолонский массив были включены ими в Индигиро-Колымский макротеррейн; рудоносные образования были подразделены на доколлизионные (стратиформные, порфировые, эпимеральные) и коллизионные (золото-кварцевые, касситерит-кварцевые). То есть, признавалась близость рудообразующих обстановок этих двух структур.

Наиболее крупным обобщением по тектонике и металлогенезу Верхояно-Чукотской области стала монография В. И. Шпикермана «Домеловая минерагения Северо-Востока Азии» (1998). В ней геологическое строение региона и закономерности размещения минерализации в его пределах также были рассмотрены с позиций аккреционной тектоники. Это позволило, приняв за точку отсчета главное событие геологической истории Северо-Востока – причленение на рубеже юры и мела различных по возрасту и составу блоков земной коры к окраине Северо-Азиатского кратона – обособить тектонические структуры и связанные с ними рудные проявления разных этапов и эпох развития, раздельно проанализировав доаккреционные (преимущественно стратиформные), постамальгамационные (порфировые и эпимеральные), синаккреционные (орогенные) и постаккреционные (эпимеральные, порфировые) рудные узлы и районы. Основной вывод, сделанный автором: домеловая (доаккреционная) минерагения Северо-Востока Азии контролируется структурами, возникшими при тектонической переработке окраины Северо-Азиатского кратона. Так как охарактеризованная минерализация кратонных террейнов и террейнов пассивных окраин в данной модели относится к одной группе – доаккреционной – черты их сходства и (или) различия намечены не были.

На «Карте рудных узлов России» (Рудные..., 2001), составленной авторским коллективом ВСЕГЕИ (Е. В. Плющев, Н. С. Соловьев, А. В. Жданов и др.) для Приколымского поднятия (которое показано как часть Индигиро-Колымской складчатой системы) и Омolonского массива указан единый тип обстановок рудообразования – кратонизационный.

* * *

Таким образом, большинство исследователей региональной геологии и рудоносности Северо-Востока Азии (и не только его) до настоящего времени не отмечали существенных отличий металлогении кратонных террейнов (срединных массивов) и террейнов пассивной окраины (окраинных поднятий). Ключевым объединяющим их признаком считались наличие: 1) докембрийских метаморфических комплексов, которым *a priori* присущи свойства кристаллического фундамента, 2) докембрийской минерализации (прежде всего железорудной, которая являлась своего рода маркером докембрийского рудогенеза), 3) продуктов отраженной тектономагматической активизации (позднепалеозойской и мезозойской) – известково-щелочных вулканитов, гранитоидов, золотого, серебряного и полиметаллического оруденения. Следует отметить, что в терминах аккреционной тектоники различия Омolonского и Приколымского террейнов также не очевидны – в обоих структурах преобладает до- и синаккреционная минерализация.

Глава 2

ПРИНЦИПЫ, МЕТОДОЛОГИЯ И ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ, ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ В РАБОТЕ

Современные представления о тектонике и металлогении Северо-Востока Азии, изложенные в целом ряде фундаментальных обобщений (Геодинамика..., 2006; Парфенов и др., 2003; Тектоника..., 2001; Шпикерман, 1998; Nokleberg, 2010) базируются на аккреционной модели (Соколов, 2003) и концепции террейнов (Парфенов и др., 1993; Jones et al., 1983; Nishiwaki, Uyeda, 1983). В этих же работах, а также в обзорах М. М. Буслова (2014) и С. В. Рассказова (2017) лаконично, но достаточно исчерпывающе, изложены основные понятия террейнового анализа. Кратко приведем те из них, которые непосредственно касаются темы настоящей работы.

Кратон – сформированный в докембрии крупный ($n \times 10^5$ км²) участок земной коры континентов. Включает древнюю платформу и складчато-надвиговые пояса – внешние зоны примыкающих орогенов, имеющие тот же кристаллический фундамент. Последние представляют собой пассивные континентальные окраины (миогеоклинали), составные части которых деформированы и оторваны от кристаллического фундамента по системам региональных надвигов.

Тектоностратиграфический террейн – ограниченный разломами региональный блок земной коры, история геологического развития которого существенно отлична от истории смежных блоков (террейнов). Каждый террейн характеризуется своей стратиграфией, набором литогеодинамических комплексов, последовательностью тектонических деформаций, метаморфизма, магматизма. Террейны классифицируются по геодинамической обстановке формирования (кратонные, пассивной окраины, островодужные и др.).

Орогенный пояс – совокупность террейнов, а также деформированных фрагментов пассивной континентальной окраины, сформированная при аккреционно-коллизионных процессах. Синонимом является термин коллаж террейнов.

Аккреция – тектоническое причленение террейнов к кратону.

Коллизия – столкновение блоков земной коры, сопровождающееся метаморфизмом и выплавкой гранитоидов.

Амальгамация – тектоническое объединение нескольких террейнов в один более крупный блок (супертеррейн) до их причленения к кратону.

Сутура – разлом, маркирующий границу двух континентальных блоков.

Кратонный террейн представляет собой фрагмент кратона, отторгнутый в ходе рифтогенеза либо сдвиговых перемещений по трансформным разломам. Разновидностью (но не синонимом!) кратонного террейна является срединный массив, который должен характеризоваться тремя основными чертами (Чиков, 1978): 1) двухэтажность строения (консолидированный докембрийский складчатый фундамент и отделенный от него региональным несогласием осадочный чехол), 2) блоковый тип деформаций чехла при отсутствии складчато-надвиговых структур, 3) расположение внутри орогенных поясов, окруженнность со всех сторон складчато-надвиговыми структурами.

Кратонные террейны и террейны пассивной континентальной окраины объединены нами, вслед за Дж. Монгером (1989) и Л. М. Парфеновым (1993) как перикратонные – фрагменты древней платформы или ее пассивной окраины (миогеоклинали), которые были отчленены и вновь аккрециированы (Парфенов и др., 1993). Синонимом перикратонного террейна является предложенный С. Д. Соколовым (2010) термин «террейны с континентальной корой».

В данной работе применительно к *Приколымскому террейну* пассивной континентальной окраины используется термин «*Приколымское поднятие*», который хотя и не строго корректен (не соответствует определению термина «поднятие», даваемому Международным тектоническим словарем (1991) но, тем не менее, является исторически сложившимся и устоявшимся (аналогично «*Омолонскому массиву*»).

При характеристике террейнов наиболее целесообразным методом анализа структурно-вещественных совокупностей (ассоциаций) горных пород, применительно к целям данного исследования, является выделение литогеодинамических комплексов (Басков и др., 1998; Беленицкая, 2007, 2013) как тел син- либо надформационного ранга. При этом толкование данного термина расширено, и он используется не только применительно к седиментационному выполнению осадочных бассейнов, сформированных в конкретных геодинамических обстановках и отвечающих единичным стадиям геодинамического развития соответствующих блоков литосферы, но и для магматических ассоциаций, образующих ареалы в пределах конкретных участков земной коры, структурные и вещественные характеристики которых соотносятся с тем или иным осадочным бассейном, или перерывом в осадконакоплении, а сами эти ассоциации – со стадиями геодинамического развития. Для данных магматических ассоциаций целесообразно использовать понятия «*магматический комплекс*» и «*вулкано-плутоническая ассоциация*», что не противоречит определениям данных терминов, приводимым в Петрографическом кодексе (2009). В целом, такой подход близок представлениям В. Е. Хайна (1991) о «литодинамических, или структурно-вещественных комплексах – индикаторах геодинамических обстановок», они понимают как «...ассоциации осадочных, магматических и

метаморфических пород, являющихся непосредственными показателями геодинамических обстановок и их образования» (1991, с. 12).

Кратко остановимся на используемых в работе принципах анализа рудоносности региональных геологических структур. Металлогения – раздел учения о полезных ископаемых, характеризующий геологические закономерности размещения природных концентраций металлов в земной коре во времени и пространстве (Старостин, 2014). В основе металлогенических исследований лежит классический принцип, сформулированный Ю. А. Билибиным (1955, цит. по Ибламинов, 2015): «*Процессы минерализации могут и должны изучаться лишь в своем историческом развитии и в теснейшей взаимосвязи со всеми другими сторонами геологического развития земной коры*». Являющиеся объектами исследований природные концентрации металлов и образуемые ими рудоносные площади составляют иерархическую систему, отражающую пространственные соотношения и соподчиненность таксонов разных рангов (таблица 2-1).

Термин «рудный узел» в данной работе, в соответствии с «Геологическим словарем» (2010), обозначает рудоносную площадь, отчетливо выделяющуюся на фоне слабо минерализованной окружающей территории, и имеющая размеры от 100 до 2000 км². Вслед за Е. В. Плющевым с соавторами мы рассматриваем рудный узел прежде всего, как «*аномально рудоносный блок земной коры*» (Плющев и др., 2016, с. 78), т.е. природный феномен, а не геолого-экономическое подразделение. Под «рудно-rossyпным узлом» мы, соответственно, понимаем рудный узел, в пределах которого известны промышленные россыпные концентрации металла; т.е., рудно-rossyпной узел – частный случай рудного узла. Часто, когда металлоносность узла полностью определяется россыпными концентрациями, говорят о «*россыпных узлах*» (Полеванов, 1988а). Однако коренные источники, даже если они неизвестны, тем не менее существовали, имели определенный геолого-генетический тип; их проекцией является россыпь со всеми своими особенностями, включая типоморфизм и минеральные ассоциации полезного компонента (Савва, Прейс, 1990). Рудный или рудно-rossyпной район - металлогенический таксон более высокого уровня, объединяющий несколько рудных узлов. Таким образом, в данной работе мы предлагаем изучение золоторудно-rossyпных узлов и районов как инструмент для выявления региональных металлогенических закономерностей. Подобный подход сам по себе не нов, и применялся ранее к другим золотоносным регионам (Степанов, Мельников, 2017; Третьяков, 2010).

Основным методом металлогенических исследований является металлогенический анализ. Он заключается в выявлении связи пространственного распределения природных концентраций металлов с геологическими формациями, тектоническими структурами и геодинамическими обстановками их формирования.

В настоящей работе используется следующая классификация природных концентраций металлов (Металлогенический..., 2012; Методическое..., 2009; таблица 2-1):

Месторождение – природное скопление полезного ископаемого, которое в количественном и качественном отношении может быть предметом промышленной разработки при данном состоянии техники и в данных экономических условиях.

Проявление – природное скопление минерального вещества, которое из-за недостаточной изученности или небольших размеров и низких содержаний полезных компонентов, не может быть отнесено к категории месторождений.

Таблица 2-1. Иерархия металлогенических подразделений

Металлогенический таксон	Размеры в плане, км ²	Тектонический таксон
Металлогенический пояс, провинция	n×100000	орогенный пояс, вулканогенный пояс, кратон
Металлогеническая зона, область	n×10000	террейн
Рудный район	n×1000	складчато-разрывная структура, интрузивно-купольное поднятие, вулкано-тектоническая структура
Рудный узел	n×100	локальная складчато-разрывная структура,
Рудное поле	n×10	поднятие, палеокальдера
Рудное месторождение	n×1	локальная рудоконтролирующая структура
Рудное тело	n×0,1	

Пункт минерализации – выходы минерального вещества в естественных или искусственных обнажениях, которые по содержанию полезного компонента либо далеки от промышленных, либо достигают их, но в телах малого размера, не представляющих промышленного интереса.

В системе «тектонических координат» металлогенические пояса и зоны подразделяются на доаккремационные (доамальгамационные), т.е. сформировавшиеся до аккреции или амальгамации террейнов, син- и постаккремационные.

Известные к настоящему времени систематики рудных месторождений характеризуются пестротой и противоречивостью (Воеводин, 1989; Металлогенический кодекс..., 2012; Рудные формации..., 1976; Основные типы..., 1984). Как отмечал В. А. Кузнецов с соавторами, «...в настоящее время нет удовлетворительной классификации рудных месторождений» (1983, с. 7) и с тех пор ситуация, по сути, мало изменилась. Это отражает общее состояние учения о геологических формациях (частью которого является рудноинформационный анализ), характеризующегося непрекращающимся противоборством приверженцев эмпирического и генетического походов к их выделению. Например, большинство существующих отечественных классификаций золоторудных формаций построено на формальных минералогических

признаках и являются описательными (эмпирическими). Наиболее характерными в этом плане являются систематики Н. В. Петровской (1973), С. Д. Шера (1974). То же справедливо и применительно ко многим зарубежным систематикам (например, Cox, Singer, 1987; Poulsen et al., 2000). П. А. Строна (1978) разделял систематики месторождений полезных ископаемых на четыре группы: 1) морфологические, 2) вещественные, 3) генетические, 4) геотектонические. Классификационные признаки систематик первых двух групп (морфология и состав) имеют эмпирический характер. Геотектонические классификации, согласно определению самого П. А. Строна «основаны на учете главных особенностей геологической обстановки *формирования* (выделено мною) месторождений» (1978, с. 7), то есть, по существу, также являются генетическими. Зарубежные геологи классифицируют рудные месторождения на генетические типы, подразумевающие определенные вещественный состав, физико-химические условия и геологические обстановки образования (например, Sillitoe, 2008). Такие классификации, однако, являются «монометалльными», то есть используются применительно к какому-либо одному полезному компоненту. В случае, если возникает необходимость классифицировать совокупности, включающие месторождения различных металлов, используется термин «система» (например, «медно-порфировая система»). В качестве примера упомянем систематику геотектонических (а по сути, геодинамических) типов месторождений золота, предложенную Д. Гровсом с соавторами (Groves et al., 2003). Она предполагает существование латерального ряда геотектонических типов месторождений золота в направлении «океан–континент», который в общих чертах повторяет «классическую» металлогеническую зональность активных континентальных окраин, впервые охарактеризованную R. Sillitoe (1972). Под геотектоническим типом авторами понимаются сообщества эпигенетических золоторудных месторождений, образованных в сходных геотектонических условиях, связанных со сходными вещественными комплексами и объединенных общностью вещественного состава руд. В нашей стране термин «геолого-генетический тип месторождений» применительно к золоту активно применяет Ю. Г. Сафонов с соавторами (Сафонов, 1997; Сафонов и др., 2004; Сафонов и др., 2007). Данные геолого-генетические типы привязываются к геодинамическим обстановкам и, таким образом, являются полным аналогом типов Д. Гровса.

Попытки интеграции разных подходов приводят к неопределенным формулировкам наподобие «рудная формация, как понятие собирательное, абстрактное, включает наиболее характерные общие черты данной группы месторождений, отражающие основные закономерности условий рудообразования» (Генетические..., 1983, с. 3). Наиболее взвешенным, на наш взгляд, является определение рудной формации, данное В. А. Кузнецовым с соавторами (1983): «группа месторождений со сходными по составу устойчивыми минеральными ассоциациями, образующимися в определенных физико-химических условиях и геологической

обстановке» (с. 6). Оно подчеркивает генетическую сущность рудных формаций, которые включают в себя наиболее характерные общие черты данной группы месторождений, отражающие процесс их образования. Именно генетическая модель, таким образом, является информационным наполнением рудной формации.

В данном исследовании автор не ставил перед собой задачу разработать оригинальную классификацию рудных месторождений. Преследуемая здесь цель проследить металлогеническую эволюцию подразумевает использование тех геолого-генетических типов минерализации (синонимом которых мы принимаем рудные формации), которые имеют наибольшую индикаторную роль по отношению к геодинамическим режимам и обстановкам. То есть, они должны соответствовать тому определению рудной формации, которое было дано П.А. Строной (1978): «...устойчивая естественная ассоциация месторождений, близких по генезису, минеральному составу, возрасту, формирующихся в определенной геотектонической обстановке и обычно генетически, парагенетически связанных или хотя бы пространственно ассоциированных с той или иной геологической формацией...» (с. 10).

Золото-кварцевая формация (Гамянин, 2001), Au-кварцевые жильные месторождения (Горячев, 2003), орогенные месторождения золота (Горячев, 2006), orogenic gold deposits (Groves et. al., 2003). Объединяет мезо- и гипотермальные месторождения и рудопроявления золота, образованные на коллизионном этапе, в парагенетической связи с региональным метаморфизмом и гранитоидным магматизмом. Глубины формирования 1 – 12 км при температурах 200 – 400°C и давлениях 1 – 3 Кб (Спиридов, Плетнев, 2002). Рудообразование сопровождается процессами низко- и среднетемпературного углекислого метасоматоза (березитизации и лиственитизации). Рудные тела представлены кварцевыми и карбонат-кварцевыми жилами, штокверками, оруденелыми метасоматически измененными породами. В составе руд, как правило, выделяются четыре минеральных ассоциации (первые две и последние две ассоциации иногда совмещены между собой): ранняя кварцевая (кварц, карбонат, серицит, шеелит), ранних сульфидов (пирит, арсенопирит, реже пирротин), карбонат-полисульфидная (карбонаты, халькопирит, галенит, сфалерит, блеклые руды) и золото-сульфосольная (золото, электрум, сульфосоли, сложные сульфиды и теллуриды свинца, сурьмы, серебра, висмута). Основными геохимическими чертами руд являются золото-серебряное отношение меньше 1, мышьяково-вольфрамовый геохимический профиль (спектр Au-As-W-Pb-Zn-Cu), ничтожные (кларковые и ниже кларковых) содержания практически всех элементов-примесей и нечетко проявленная зональность.

Золото-редкометалльная формация (Гамянин, 2001), Au-редкометалльно-кварцевые жильные месторождения (Горячев, 2003), granitoid-related gold deposits (Groves et. al., 2003). Включает мезотермальные месторождения золота, образованные на субдукционном и

позднеколлизионном этапах и несущие признаки тесной генетической связи с гранитоидным магматизмом. Чаще всего месторождения золото-редкометалльной формации ассоциируют с небольшими по размеру гипабиссальными гранитоидными plutонами, локализуясь в их апикальных частях, либо в контактовых ореолах. Глубины формирования 1 – 5 км при температурах 200 – 400°C и давлениях 0,5 – 1,5 Кб. Состав рудных тел и минеральные ассоциации близки золото-кварцевой формации, отличаясь повышенной ролью минералов висмута, теллура и кобальта. Основными геохимическими особенностями являются висмут-мышьяк-вольфрам-теллуровый геохимический профиль (спектр Au-Bi-As-Co-W-Te-Pb) и контрастная геохимическая зональность относительно интрузий (от центра к периферии): W→Co→As→Bi→Au→Ag.

Следует упомянуть термины «золото-сульфидная» и «золото-сульфидно-кварцевая рудные формации» (Петровская, 1973), которые традиционно широко используются отечественными авторами (например, Новожилов, Гаврилов, 1999; Многофакторные..., 1989; Нарсеев, 1996). Объединяемые в них месторождения на деле представляют собой генетически разнородные объекты: орогенные (например, «золото-сульфидные» Сухой Лог, Зун-Холба и Бакырчик), золото-редкометальные или связанные с ними сульфидно-вкрашенные - в терминологии североамериканских геологов – «distal disseminated gold» (Sillitoe, 2000); «золото-сульфидно-кварцевые» Березовское и Нежданинское, «золото-сульфидные» Майское, Васильковское, Кумтор), золото-полиметаллические, связанные с медно-порфировыми системами («золото-сульфидно-кварцевое Дарасунское). Таким образом, данные термины, как и соответствующие систематики, не несут генетической нагрузки и в данном исследовании не используются.

Золото-серебряная формация (Гамянин, 2001; Петренко, 1999), epithermal low-sulfidation gold deposits (Hedenquist et. al., 2000). В данной работе объединяет эпимеральные золото-серебряные месторождения и рудопроявления адуляр-кварцевого типа, являющиеся продуктом геотермальных систем, генетически связанных с известково-щелочным, субщелочным и щелочным салическим аэральным вулканитом. Глубины формирования менее 1 км при температурах 100 – 300°C и давлениях меньше 0,1 Кб. Рудообразование сопровождается процессами низкотемпературного калиевого метасоматоза (адуляризации и гидрослюдизации). Рудные тела приурочены к отрицательным вулканоструктурам и представлены кварцевыми, адуляр- и карбонат-кварцевыми жилами и штокверками. В составе руд выделяются три основных минеральные ассоциации: ранняя адуляр-кварцевая (адуляр, кварц, гидрослюдя, Fe-Mn карбонат), пирит-арсенопиритовая (пирит, арсенопирит, блеклая руда), золото-сульфосульфидная (золото, электрум, кюстеллит, сульфосоли и селениды серебра и сурьмы, сульфиды серебра, киноварь). Геохимический спектр руд: Au-Ag-(As, Sb)-(Se, Te)-(Cu, Pb, Zn). Характерна

контрастная вертикальная текстурная и геохимическая зональность, выраженная в смене с глубиной колломорфно-полосчатых и каркасно-пластинчатых текстур массивными и селенидов и сульфосолей Ag сульфидами Cu, Pb, Zn.

Глубинным продолжением золото-серебряной является *серебро-полиметаллическая формация* (Кравцова, 2010; Колесников и др., 1999). В пространстве она тесно пространственно ассоциирована с дайками и малыми интрузиями калиевых риолитов. Рудные тела представлены зонами прожилково-вкрашенной сульфидной минерализации со стержневыми жилами преимущественно сульфидного состава. Рудные минералы: пирит, серебросодержащие (Ag до 1000 г/т) галенит и сфалерит, фрейбергит, акантит, селенистые сульфосоли серебра, станин, кан菲尔дит, кассiterит, арсенопирит. Геохимический спектр руд: Ag-Pb-Zn-As-Sn-Cu

Формация медистых песчаников и сланцев (МПС; Справочное..., 1990), sediment-hosted copper deposits (SHC; Hitzman et. al., 2010). Согласно современным представлениям (Кисляков, Щеточкин, 2000; Hayes et. al., 2010; Hitzman et. al., 2010; Pirajno, 2009) МПС являются продуктом флюидных систем, прогрессивно развивающихся в пределах внутриконтинентальных рифтогенных осадочных бассейнов (Феоктистов и др., 1997) на значительном по протяженности этапе их развития – от катагенеза и до сининверсионного метаморфизма (Sillitoe et. al., 2010). Источником металлов являются красноцветные отложения, в меньшей степени – мafические породы фундамента бассейнов и дайки, транспортирующих рассолов и серы – эвапориты в разрезе осадочного бассейна. Черные сланцы играют при рудообразовании роль восстановительного геохимического барьера. Рудные тела представлены стратоидными залежами, характеризующимися отчетливой зональностью (от центра к периферии): гематит→халькозин→борнит→халькопирит→сфалерит. Типовой геохимический спектр Cu-Ag-Zn-Co-(V, Pt, U). Следует учесть, что вопреки все еще бытующим среди отечественных исследователей представлениям о сингенетичности МПС вмещающим толщам (Власов, Мишин, 1992; Габлина, Малиновский, 2008; Корольков и др., 2016; Попов, 1991; Справочное.., 1990) в настоящее время накоплено достаточно большое количество изотопных определений, которые показывают, что возраст руд и рудовмещающих осадков может различаться на сотни миллионов лет (McGowan et. al., 2003; Torrealday et. al., 2000).

Формация стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах (Справочное..., 1990), Mississippi-valley Type (MVT; Leach et. al., 2001). Объединяет руды, вмещаемые известняками и доломитами периферических частей внутриконтинентальных рифтогенных осадочных бассейнов. Рудные тела имеют форму пластов или лентообразных залежей и локализованы главным образом в барьерных рифовых постройках и сопряженных с ними карбонатных фациях. Минерализация формируется в результате диа- и катагенетического выщелачивания Pb и Zn, а также Mg, Fe, Cu из карбонатных пород и подстилающих пелитов

захороненными седиментационными рассолами, дальнейшей восходящей фильтрации металлоносного флюида к поверхности и отложения в результате смешения с метеорными водами или поверхностными эвапоритовыми рассолами (Павлов и др., 1991; Рыженко, Крайнов, 2004; Wilkinson, 2010). Геохимический спектр: Pb-Zn-Ba-(Cu, Ag)-(Fe, Mn). Рудные тела характеризуются зональностью (от центра к периферии): барит→галенит→сфалерит→пирит. Проявления формации часты на периферии осадочных бассейнов, вмещающих месторождения МПС, что отражает зональность элизионнно-гидрогенных рудных систем в региональном масштабе.

Медно-молибден-порфировая формация (Сотников, 2006), медно-порфировые месторождения (Павлова, 1978), porphyry-copper deposits (Sillitoe, 2009) формируются в пределах окраинно-континентальных и островодужных вулкано-плутонических поясов в парагенетической связи с поздними фазами вулкано-плутонических комплексов известково-щелочного состава. Рудные тела приурочены к интрузивно-купольным структурам и представлены кварц-сульфидными штокверками, реже – жилами и жильно-прожилковыми зонами, окруженными ореолами пропилитов, кварц-серицитовых («филлизитов») и биотит-калишпатовых метасоматитов. Характерна четко выраженная концентрическая зональность (от центра к периферии): Mo → Cu → Au → (Pb, Zn) → Ag. Подразделяются на два геохимических типа (Кривцов, Мигачев, 1986): молибден-медно-порфировый ($\text{Mo/Cu} > 1:2000$) и золото-медно-порфировый ($\text{Au/Cu} > 1:100000$). Первый тип ассоциирует с гранодиоритами и монцонитами, второй – с диоритами. В составе руд, как правило, выделяются три минеральные ассоциации: ранняя магнетит-пирит-молибденит-борнитовая, пирит-халькопиритовая (с золотом) и поздняя сульфосольно-полисульфидная (энаргит, галенит, сфалерит, блеклые руды). На периферии штокверки сменяются **жилами с золото-серебряной и полиметаллической минерализацией** (т.н. «непорфировые руды порфировых систем», Сидоров, 1998). Среди карбонатных пород могут развиваться **скарны** с железной, медной и полиметаллической минерализацией.

Железистые кварциты (Бергман, 2013), banded iron formation (BIF; Bekker et al., 2010) приурочены к метаморфическим комплексам архея и нижнего протерозоя кратонов. Рудные тела представляют собой согласные, многоярусные залежи пластовых тонкополосчатых руд простого минерального состава (магнетит, гематит).

Стратиформные гематитовые руды, granular iron formation (GIF; Bekker et al., 2010) представляют собой метаморфизованный эквивалент **оолитовых бурожелезняковых руд** (Справочное..., 1990). Они связаны с пестроцветными осадочными отложениями и формировались на пассивной континентальной окраине в условиях мелководных заливов и лагун (Старостин, 2014).

Формация стратиформных вольфрамовых руд сульфидно-кварцитового типа (Денисенко и др., 1986), «тип Фельберталь» (Ковалев, Леоненко, 1995). Приурочена к высокометаморфизованным толщам (амфиболитовая фация), слагающим полифациально-зональные динамометаморфические комплексы. Представлена согласными зонами «альпийских» жил и прожилков, содержащих вкрапленность сульфидов и шеелита. Этапонным для данного типа является месторождение Фельберталь в Альпах (Гриненко и др., 1988; Иванова и др., 1989). Генетические модели данной минерализации предложены А. П. Алешиным и Е. И. Успенским (1991), а также Б. Кейвом с коллегами (Cave et. al., 2018).

Редкометалльные пегматиты формируются в связи с процессами гранитизации.

Формация золотоносных конгломератов. Литифицированные докайнозойские грубообломочные отложения, содержащие кластогенные концентрации золота.

Глава 3

ЭВОЛЮЦИЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ И РУДНОСНОСТИ ПРИКОЛЫМСКОГО И ОМОЛОНСКОГО ТЕРРЕЙНОВ И ИХ МЕСТЕ В РЕГИОНАЛЬНОЙ СТРУКТУРЕ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ

Первые сведения по геологии Колымо-Омолонского региона были получены С. В. Обручевым, который в 1920 – 1930 гг. совершил маршрут по рр. Колыма, Коркодон, Русская Коркодонская, Русская Омолонская, Омолон (1931). В береговых обрывах Колымы он выделил четыре различные по составу свиты, которые отнес к позднему протерозою и раннему кембрию; по рр. Омолон и Коркодон были установлены отложения перми, триаса и юры.

3.1. Приколымский террейн

Первые планомерные геологические исследования в пределах Приколымья были проведены экспедициями Верхнеколымской (1933 – 1935 гг.), Ороекской (1935 – 1937 гг.) и «Опыт» (1936 г.) экспедициями треста «Дальстрой» (В. А. Артюшков, 1935ф, 1936ф; Ф. М. Богданов, 1936ф; В. В. Васильев, 1936ф; Д. П. Васьковский, 1936ф; В. А. Зимин, 1935ф; Б. А. Сняtkов, 1936ф; П. Н. Спиридовон, 1938ф; Г. Г. Федорович, 1937ф). Они носили рекогносцировочный характер (Б. В. Пепеляев, 1961ф) и увенчались составлением первых геологических карт региона, открытием россыпей (В. А. Артюшков, 1936ф) и рудных проявлений (Васильев, 1936ф) золота, рудопроявлений меди (Ф. М. Богданов, 1936ф; В. А. Зимин, 1935ф), свинца, цинка (Б. А. Сняtkов, 1936ф; И. Д. Толкачев, 1942ф). Открытие россыпей золота, в свете социально-экономической обстановки, в которой создавался «Дальстрой», поставило вопрос о необходимости их скорейших разведки и промышленного освоения и придало геологическому изучению центрального и южного Приколымья невиданную динамику. Достаточно сказать, что всего за 1930 – 1940-е гг. здесь работали более 50 (!!!) геологосъемочных, поисковых и разведочных партий. В результате их работы были оценены ранее выявленные рудопроявления меди Ороекское (Л. Я. Синицын, 1936ф) и Опыт (Э. Я. Ляскэ, 193ф), выявлено железорудное месторождение Победа (Г. Г. Федорович, 1944ф), месторождения строительного известняка, глин, кварцитов. Основываясь на полученных данных, Ю. А. Билибин высказал предположение о докембрийском возрасте золотого оруденения Приколымья (1937). Однако оценочные работы на россыпных месторождениях Шаманихо-Столбовского района показали их непромышленный характер (А. П. Пешков, 1946ф). Это в значительной степени привело к утрате у руководства Геологоразведочного управления «Дальстроя» интереса к изучению Приколымского поднятия и

смещению его фокуса на север, на правобережье р. Шаманиха и в бассейны пр. Сяпякинэ и Каменка. Здесь в 1940–1950-е гг. были выявлены несколько рудопроявлений свинца, цинка (З. А. Абдрахимов, Н. Н. Полканов, 1947ф; В. Н. Королев, 1947ф; М. И. Терехов, 1959ф) и разведано железорудное месторождение Победа (В. В. Богацкий, 1954ф; З. П. Потапова, 1954ф). В 1946 году Ю. А. Данилевский обнаружил в гранодиоритах штока «Невидимка» на юго-западной окраине Приколымья кварцевые прожилки с малахитом, содержащие до 4 % меди (Б. В. Пепеляев, 1961ф). Таким образом, впервые на Северо-Востоке Азии (!!!) было выявлено медно-порфировое оруденение.

В 1950–1960 гг. на Приколымье проводились интенсивные поисково-съемочные, геоморфологические, геофизические, и тематические работы (Б. В. Пепеляев, 1966ф; Р. С. Фурдуй, А. Р. Вялов, 1959ф; П. К. Федоров, 1953ф). На составленных по их результатам геологических картах масштабов 1:200 000 и 1:1 000 000 (Б. В. Пепеляев, 1961ф; М. И. Терехов, 1962ф; Р. С. Фурдуй, 1964ф) в структуре Приколымского поднятия были показаны среднепротерозойский метаморфический фундамент и верхнепротерозойский чехол, на которых трансгрессивно залегают комплексы позднеюрских отложений. Возраст золотого оруденения предполагался протерозойским (Матвеенко, 1960; Фурдуй, 1962). Существовавшие на раннем этапе геологического изучения Приколымья представления были суммированы в XXX томе «Геологии СССР» (1970а, б). В районе среднего течения пр. Колыма и Алазея выделялся Колымский срединный массив (Богданов, 1963; Пущаровский, 1955), в который включались все сложенные докембрийско-раннепалеозойскими толщами поднятия, позднее включенные в так называемую «Колымскую структурную петлю» (Шпикерман, 1998). Консолидированная структура массива подразумевала его малую мобильность и слабое развитие тектономагматических процессов в течение фанерозоя.

На новой геолого-методической основе были возобновлены поиски и разведка россыпей Шаманихо-Столбовского района, ориентированные теперь на погребенные и многопластовые объекты (И. Б. Флеров, 1963ф, 1966ф). В результате были выявлены богатые месторождения по ручьям Глухариный, Юный, Тимша, Братишка и другим (Флеров, 2002). В 1961 году добычу золота из них начал прииск «Семилетка». Успех геологоразведочных работ и начало промышленного освоение снова подстегнули изучение Приколымья. В 1959 – 1961, 1969 – 1979 и 1989 – 1992 гг. в центральной части Приколымского поднятия проводились геологическая съемка (А. Г. Кац, Г. А. Немых, 1971ф; Ю. Т. Николаев, 1978ф; Г. П. Семенов и др., 1974ф; В. А. Шишгин, 1960ф; В. А. Шишгин, И. Т. Шашурина, 1970ф, 1972ф; Р. С. Фурдуй, А. Р. Вялов, 1959ф), поисковые работы (В. К. Галковский, Г. И. Галковская, 1975ф; В. Н. Луцкин, А. Н. Кирсанов, 1965ф) и тематические исследования, посвященные изучению стратиграфии, петрологии и золотоносности (А. М. Авдеев, 1978ф; А. М. Авдеев, Р. З. Пчелинцева, 1983ф; В.

Я. Кабаньков, Н. П. Голованов, 1973ф; В. А. Шишкин, И. Т. Шашурина, 1970ф). Их результаты отражены в серии отчетов и на листах Q-56-XXVII, XXVIII, XXXIII, XXXIV Государственной геологической карты масштаба 1:200000 (В. М. Кузнецов, 1978ф; П. П. Сыркин, 1982ф; В. А. Шишкин, 1984ф), в монографии (Шишкин, 1979) и серии статей (Сыркин, 1975; Шишкин, 1975, 1977; Шашурина, Шишкин, 1980). В. А. Шишкин придерживался точки зрения, что метаморфические породы, ранее разделявшиеся на образования фундамента и чехла, составляют единый полифациальный метаморфический комплекс, протолитом для которого послужили породы позднего протерозоя и раннего палеозоя; возраст метаморфизма принимался раннепалеозойским. При этом пестрые по петрографическому составу пачки (кварциты, филлиты, зеленые сланцы, доломиты, мраморы, песчаники, филлиты) были объединены в составе всего трех (в варианте, показанном на Государственной геологической карте), или даже двух (в монографии) толщ. Тектонические воззрения В. А. Шишкина находились в русле представлений, развивавшихся коллективом сотрудников СВКНИИ ДВО РАН под руководством В.М. Мерзлякова, которые опровергали существование Колымского срединного массива (Мерзляков, 1977; Мерзляков и др., 1974, 1984; Лычагин и др., 1989). В. А. Шишкиным (1994ф) была предложена также новая трактовка геодинамической позиции Приколымского метаморфического пояса, который, по его мнению, вместе с Колымским поясом гранитных батолитов образовывал «пару» в соответствии с моделью А. Миширо (Myashiro, 1973). Таким, образом, трактовка возраста метаморфизма в работах этого исследователя эволюционировала от раннего палеозоя до позднего мезозоя. На том основании, что большая часть золоторудных проявлений и россыпей района пространственно ассоциировали с ареалом развития кварцитов, зеленых сланцев и «порфириодов» (метаморфизованных кислых эфузивов), В. А. Шишкин с коллегами высказали предположение о генетической связи золотого оруденения с процессами докембрийского или раннепалеозойского магматизма и метаморфизма (Садовский и др., 1970; Флеров и др., 1970; Шашурина, Шишкин, 1980) и перспективах выявления метаморфогенно-гидротермальных (в соответствии с представлениями В. А. Буряка, 1975) месторождений золота «сухоложского» типа (1984ф, 1994ф). При анализе представлений В. А. Шишкина следует принимать во внимание, что они базировались на большом объеме фактического материала, собранного, главным образом в 1950 – 1960-х гг., а в основу их интерпретации лежала теоретическая база того же времени.

В 1970-х гг. исследования Приколымья велись сотрудниками Институту геологии ЯФ СО АН СССР (г. Якутск). В составе дорифейского фундамента Приколымского поднятия они выделяли два комплекса: гипербазит-базитовый и перекрывающий его осадочно-вулканогенный. Возраст гипербазит-базитового комплекса аргументирован валовыми K-Ag датировками 2,03 – 1,93 млрд. лет (Гринберг и др., 1981). Дорифейские комплексы параллелизовались с ранним

докембрием Омолонского массива, а само поднятие включалось в состав «Колымо-Омолонского массива».

Следует учитывать исторически сложившееся своеобразие геологического изучения Приколымья, обусловленное географическим его расположением на границе Магаданской области и Якутской АССР. На протяжении многих лет его осуществляли, независимо друг от друга, пять различных организаций Министерства геологии СССР: Сеймчанская и Хасынская экспедиции Северо-Восточного производственного геологического объединения (СВПГО, В. А. Шишгин, П. П. Сыркин, В. М. Кузнецов, С. В. Цыкарев, А. В. Лучихин), Центральная поисково-съемочная и аэрогеофизическая № 6 экспедиции Якутского производственного геологического объединения (ЯПГО, А. Г. Кац, Р. И. Протопопов, Н. Д. Кириллин, А. И. Аверченко, П. А. Самохвалов, Ю. Б. Алешко, Ю. Т. Николаев), экспедиция №3 Научно-производственного объединения «Аэрогеология» (г. Москва; В. И. Ткаченко, В. С Шульгина, О. С. Березнер) при участии сотрудников Геологического института АН СССР (В. А. Беус, И. П. Щербакова). Составление мелкомасштабных карт велось специалистами НПО «Аэрогеология»; геологическое картирование масштаба 1:50 000 и 1:200 000 южной и юго-восточной частей Приколымья осуществляли магаданские геологи; северной и северо-западной – якутские. При этом представления якутских и московских исследователей были во многом близки. В частности, это касается выделения дорифейского фундамента и рифей-вендского чехла, двухэтапности метаморфизма (дорифейский региональный метаморфизм амфиболитовой фации и рифейский зеленосланцевый).

На протяжении 70–90-х гг. интенсивные геологосъемочные и поисковые работы на Приколымском поднятии проводились сотрудниками ЯПГО Р. И. Протопоповым, Н. Д. Кириллиным, А. И. Аверченко, П. А. Самохваловым, Ю. Б. Алешко. В результате было получено большое количество новых данных по геологическому строению, составлены схемы расчленения стратифицированных и интрузивных образований района. В частности, были закартированы эфузивные толщи рифейского и раннепротерозойского возрастов, доказано существование глубоко метаморфизованных раннепротерозойских образований, отделенных от менее метаморфизованных рифейских несогласием (А. И. Аверченко, 1988ф; Ю. Б. Алешко, 1978ф; Н. Д. Кириллин, 1990ф; Протопопов, 1991; Протопопов, Кириллин, 1991, 2003), получены U-Pb и Pb-Pb датировки протерозойских толщ по цирконам 1,96 – 1,24 млрд лет (Самохвалов и др., 1995ф). Р.И. Протопопов впервые детально охарактеризовал слабо вскрытые эрозией позднемезозойские гранитоиды (1991, 2010, 2018), а также охарактеризовал их связь с субширотными магматогенно-метасоматическими зонами, контролирующими размещение ореолов гидротермально-метасоматических изменений и золоторудных проявлений, связанных с поднемезойской тектономагматической активизацией (1997, 2000). Это опровергало

многолетние представления о крайне слабом развитии мезозойского гранитоидного магматизма на Приколымье и сделало возможным постановку вопроса о существовании связанной с гранитоидами минерализации. Блестящим подтверждением стало выявление в 1987 г. в Шаманихо-Столбовском районе, в пределах одной из таких субширотных зон, золоторудного месторождения Сохатиное (Г. Х. Протопопов, 1996ф). Его геологическое строение существенно отличается от других известных к тому времени золоторудных проявлений Приколымского поднятия, а продуктивная минерализация накладывалась на позднеюрские дайки, т.е., имела возраст определенно моложе позднеюрского (Протопопов, 1994). Ю. В. Давыдов охарактеризовал стратiformную свинцово-цинковую минерализацию в палеозойских карбонатных толщах Приколымья и разработал для них геолого-генетическую модель (Давыдов, 1997, 2001а, б; Давыдов и др., 1988).

При составлении листов Q-56, 57 Геологической карты масштаба 1:1 000 000 (новая серия) сотрудниками экспедиции №3 НПО «Аэрогеология» была предложена новая схема расчленения докембрийских образований, включающая нижнепротерозойский метаморфический комплекс, ранне- и среднерифейский терригенно-карбонатный комплекс пассивной континентальной окраины, впервые выделенный вулканогенно-терригенный рифтогенный комплекс, включающий бимодальную вулкано-плутоническую ассоциацию и перекрывающий терригенную серию (Ткаченко, Березнер, 1995; В. С. Шульгина, 1991ф; В. С. Шульгина и др., 1993ф, 1999ф, 2016ф). Предполагаемый вначале рифейский возраст рифтогенного комплекса (Ткаченко, Березнер, 1995) по результатам U-Pb датирования цирконов (1710 ± 21 млн лет) был изменен на раннепротерозойский (Худолей и др., 2006). Венчает разрез протерозоя карбонатно-терригенный шельфовый комплекс венда. В основании и кровле рифейского комплекса наблюдаются региональные структурные несогласия. Показано различие комплексов строматолитов верхнерифейских карбонатных толщ Западного и Восточного Приколымья, что предполагает их раздельное развитие в допозднерифейское время (Ткаченко, 1992). Формирование Приколымского поднятия как единой тектонической структуры, связывалось с позднерифейской коллизией, объединившей западный и восточный блоки. Золоторудные проявления района отнесены к золото-кварцевой и золото-сульфидной формациям; их формирование связывалось с «процессами рифейского магматизма и метаморфизма» (В. С. Шульгина и др., 1993ф).

Сотрудниками Геологического института АН СССР были детально характеризованы дорифейские гранитоиды (Беус, 1993), получено большое количество изотопных U-Pb и Pb-Pb датировок по цирконам из гнейсо-гранитов и амфиболитов, показавших возраста 2,36 – 1,70 млрд лет (Беус, 1992, 1993; Беус, Миледин, 1992; Ткаченко, Щербакова, 1991; Щербакова и др., 1988). Было исчерпывающе охарактеризовано строение метаморфических комплексов Приколымья,

обосновано выделение двух этапов метаморфизма (региональный дорифейский и динамотермальный позднерифей-вендский). В целом, работы якутских и московских исследователей стали существенным шагом в понимании геологической эволюции Приколымского поднятия.

Новый этап геологического картирования южной части Приколымья магаданскими геологами был начат во второй половине 1980-х гг. с новых теоретических позиций. Среди докембрийских комплексов были закартированы многочисленные надвиги; С. В. Цыкарев предложил рассматривать Приколымское поднятие как сложенный докембрийскими породами гигантский аллохтон, надвинутый на палеозойско-мезозойские комплексы (1990). Среди рифейских толщ выявлены многочисленные рудопроявления и пункты стратиформной медной минерализации (С. В. Цыкарев, 1987ф; А. В. Лучихин, 1992ф). К сожалению, в связи с наступившим социально-экономическим кризисом эти работы не были завершены. Геохимическими поисками и аэрогеофизическими работами были выявлены контрастные потоки рассеяния золота, а также аномалии намагничения и сопротивления, пространственно приуроченные к известным россыпным узлам (Э. Г. Абисалов, 1988ф, 1995ф; А. В. Кузовкин и др., 1986ф; Б. А. Курашов и др., 1993ф). В. А. Шишкун выделил потенциально золотоносные типы гидротермально-метасоматических образований (1994ф).

В это же время сотрудниками научно исследовательских организаций Академии Наук СССР (СВКНИИ ДВО РАН, Институт геологии ЯФ СО АН СССР) и Министерства геологии СССР (Центральная комплексная тематическая экспедиция СВПГО) была получена новая информация о металлогении Приколымья, предполагающая существование здесь не только мезотермальной золото-кварцевой минерализации (Горячев, 1992; Горячев, Жилин, 1983; Жилин, Горячев, 1984), но и близповерхностной золото-серебряной (Прейс, Палымский, 1988).

Важное значение для понимания геологической эволюции Приколымья имели многолетние исследования литологии палеозойских толщ Северо-Востока, проведенные М. Д. Булгаковой (1986, 1991). Ими было показано, что с позднего палеозоя и до средней юры включительно Приколымский террейн развивался в режиме пассивной окраины, осложненном многократно возобновлявшимся внутриконтинентальным рифтогенезом. Это подразумевало правомочность выделения позднепалеозойского этапа рудогенеза, к которому было приурочено формирование стратиформной свинцово-цинковой минерализации, выявленной и описанной якутскими геологами (Давыдов, 1997; Костин, 1988; Костин, Тыллар, 1993).

Сотрудниками НПО «Аэрогеология» в 1980-х гг. в качестве самостоятельной региональной тектоно-стратиграфической единицы был выделен и детально охарактеризован Уяндино-Ясачненский вулканический пояс (УЯВП, Гедько, 1988; Данилов, Ставский, 1984; Ставский и др., 1994), который наложен на южную и западную окраины Приколымского

поднятия. Выявление многочисленных колчеданно-полиметаллических и медно-порфировых рудопроявлений, ассоциирующих с комплексами УЯВП (Шпикерман, 1998), сделало актуальным вопрос о выделении на Приколымье субдукционного позднеюрско-раннемелового этапа рудогенеза.

Значительным этапом в изучении геологического строения и рудоносности Приколымья стали исследования, проводившиеся сотрудниками лаборатории региональных геологических проблем (а впоследствии лаборатории металлогенеза рудных районов) СВКНИИ ДВО АН СССР (ныне СВКНИИ ДВО РАН): В. И. Шпикерманом, Н. А. Горячевым, С. В. Цыкаревым. Их результаты были обобщены Н. А. Горячевым (1998, 2003), связавшим золотое оруденение с мезозойским тектогенезом и В. И. Шпикерманом (Шпикерман, 1990, 1996, 1998), которые впервые показали террейновую природу Приколымского поднятия и его место в современной модели аккреционного строения Северо-Востока Азии. Также впервые было систематически изучено стратиформное оруденение Приколымья и разработаны его геолого-генетические модели. В частности, детально охарактеризованы медистые песчаники и сланцы известного еще со времен первоходцев Колымы Ороекского рудопроявления, разработана геолого-генетическая модель его формирования в связи с позднерифейским рифтогенезом (Шпикерман, Шпикерман, 1996, 1998). Таким образом, было обосновано существование рифейского металлогенического этапа.

Новой вехой в изучении геологии Приколымья стало развертывание частными горнорудными компаниями в центральной его части масштабных геологоразведочных работ на рудное золото в 1995 – 1998 и, после перерыва, в 2007 – 2019 гг. В их ходе на пяти рудопроявлениях и перспективных участках было пробурено около 50000 м колонковых поисковых и разведочных скважин, выполнены десятки тысяч пробирных (на золото) и многоэлементных (ICP-OES) анализов, проведены масштабные геолого-геофизические и геохимические работы, тематические геолого-структурные исследования. В результате были открыты, разведаны и вовлечены в промышленное освоение золоторудные месторождения Надежда и Тый-Юрье (Глухов, 2013; Бирюков, 2017; Г. Ю. Седых и др., 2012ф), выявлены несколько новых рудопроявлений (Бирюков, 2018); разработаны геолого-генетические модели золотой минерализации, предусматривающие ее связь с позднемеловой тектономагматической эпохой (Бирюков и др., 2019; Глухов и др., 2016). Помимо этого, были получены новые данные о золото-серебряном (Глухов, 2009), стратиформном и жильно-прожилковом медно-полиметаллическом оруденении, позволившие уточнить их генезис (Глухов, 2019; Глухов, Тюкова, 2013, 2020; Глухов, Фомина, 2015; А.Н. Глухов, 2008ф). В теоретическом аспекте были выполнены тектонофизические исследования, позволившие на качественно новом уровне рассмотреть особенности строения и развития разломной сети центральной части

Приколымского поднятия (Глухов и др., 2012), изучено распределение рудогенных химических элементов в породах протерозойских стратифицированных комплексов (Глухов, 2014).

В 2015–2021 гг. в рамках работы по составлению третьего поколения листов Q-56 и P-56 Государственной геологической карты масштаба 1: 1 000 000 (Т. А. Веденникова и др., 2008ф; В. М. Кузнецов и др., 2008ф; М. М. Свириденко, В. И. Шпикерман, 2019ф) сотрудниками ВСЕГЕИ был получен большой объем новой геолого-структурной геохронологической информации по Приколымскому поднятию. В частности, был подтвержден современным U-Pb методом (SIMS) раннедокембрийский возраст наиболее древних на Приколымье пород – плагиогнейсов и амфиболитов колымской серии, бимодальных вулканитов и прорывающих их гнейсо-гранитов. Установлен позднеюрский возраст ассоциирующих с медно-порфировым и полиметаллическим оруденением гранитотов южной и центральной частей поднятия и позднемеловой – гранитов Шаманихо-Столбовского района, с которыми связано золотое оруденение и россыпи. Также впервые были получены первые для региона данные по U-Pb датированию и низкотемпературной термохронологии обломочных цирконов из палеозойских толщ Приколымья (Прокопьев и др., 2018а, 2019). Установлено, что девонские отложения Приколымского поднятия, как и раннекарбоновые и триасовые Верхоянского складчато-надвигового пояса и рифейско-вендинские Сетте-Дабана (Прокопьев и др., 2018б) содержат две одновозрастных популяции цирконов, источником которых могли быть раннедокембрийские комплексы Северо-Азиатского кратона. В то же время, раннекарбоновые и позднемеловые толщи Приколымья архейских цирконов не содержат. Это свидетельствует о постепенном удалении Приколымского поднятия от окраины Северо-Азиатского кратона и сближении его с Омолонским массивом и подтверждает ранее выполненные палеогеодинамические реконструкции (Геодинамика..., 2006; Тектоника..., 2001; Шпикерман, 1998). В меловое время установлены два этапа надвигообразования, коррелирующих с главным импульсом коллизии Колымо-Омолонского супертеррейна и Северо-Азиатского кратона, а также постколлизионным рифтогенезом.

Из приведенного обзора видно, что представления о структуре и тектонической позиции Приколымья с ростом геологической изученности закономерно эволюционировали в сторону усложнения: от стабильного, начиная с позднего протерозоя, Колымского срединного массива (Геология СССР, 1970) до Приколымского террейна как составной части обширной аккреционно-коллизионной Верхояно-Колымской орогенной области (Тектоника..., 2001). Большинство современных исследователей рассматривают Приколымский террейн как пакет надвиговых чешуй, образованный в результате последовательно возобновлявшихся аккреционно-коллизионных событий: предположительно позднерифейского (Ткаченко, Щербакова, 1991), раннепалеозойского (Шпикерман и др., 2001), позднемезозойского (Геодинамика..., 2006; Горячев, 1998; Шпикерман, 1998). Исключение составляют якутские геологи, которые уже более

30 лет развиваются представления о Приколымском поднятии как примере жестких, консолидированных структур, по стилю дислоцированности близких к срединным массивам (Акимова, 2006; Гринберг и др., 1981; Рукович, Колодезников, 2006; Протопопов, Акимова, 2008). Деформационная структура террейна при этом интерпретируется как блоковая, определяемая сетью главным образом крутопадающих разломов, вследствие высокой консолидированности субстрата проникающих на значительные глубины (Протопопов, Кириллин, 1991а). К структурам дорифейской консолидации отнес Приколымское поднятие также О. Н. Иванов (1995), причем без какого-либо серьезного обоснования.

Близким образом менялись представления о металлогении Приколымья. Сначала предполагалось, что распространенные здесь золотоносные кварцевые жилы и прожилки имеют возраст, близкий возрасту вмещающих их докембрийских толщ (Геология СССР, 1983). Затем появились факты, свидетельствующие о рудообразовании в течение рифея (медиевые песчаники и сланцы; И. Г. Волкодав, А. В. Коробицын, 1978ф; гематитовые руды; З. П. Потапова, 1954ф), позднего палеозоя (стратиформная свинцово-цинковая минерализация, Давыдов и др., 1988), позднего мезозоя (колчеданно-полиметаллическое и медно-порфировое оруденение, Давыдов, 1997). И, наконец, в последние годы было показано, что наиболее масштабные процессы рудогенеза, которые привели к образованию промышленных месторождений, происходили в позднем мезозое, являясь частью грандиозных событий, сформировавших Яно-Колымский золото-кварцевый мегапояс (Горячев, 1998; Шпикерман, 1998).

3.2. Омolonский террейн

Геологическое изучение междуречья рр. Омolon – Коркодон было начато С. В. Обручевым в 1929 году. Е. С. Бобин в 1932 г. впервые отнес метаморфические образования бассейна р. Большая Ауланджа к архею и сопоставил их с метаморфитами Алданского щита (Жулanova, 1990). Планомерные геологические исследования были начаты Омлонской экспедицией (1936 – 1938) С. В. Новикова и Ф. К. Рабинович. Большая часть бассейна р. Омлон была закартирована в мелком масштабе; выделены образования архея, протерозоя, палеозоя и мезозоя; установлены среднепалеозойские интрузии. Проведший петрографическое изучение собранного каменного материала Д. С. Коржинский в 1940 году также пришел к выводу о полной аналогии архейских метаморфитов Омлонского массива и алданского комплекса Сибирской платформы (Терехов, 1979). В тот же период в северной части массива была выявлена полиметаллическая минерализация, вмешаемая вулканитами девонского возраста (В. А. Касаткин, А. А. Житецкий, 1958ф).

Геолого-рекогносцировочные работы продолжались на протяжении 1930 – 1950 гг. Их результаты были обобщены на листах Q-56 (Б. В. Пепеляев, 1961ф), Q-57 (А. П. Шпетный, 1962ф) Государственной геологической карты СССР и карты полезных ископаемых масштаба 1:1 000 000. На них были показаны стратиграфические подразделения от архея до палеогена, интрузии разделены на протерозойские, раннепалеозойские, девонские, позднепалеозойские и мезозойские. Регион в целом был отнесен к Верхояно-Чукотской мезозойской складчатой области, в составе которой впервые выделен Омolonская глыба (массив) и окружающие его Колымский массив, Сугойская, Березовская складчатые зоны и Олайский прогиб.

Уже на этом этапе изучения было констатировано существование на Омлонском массиве оруденения докембрийского (железистые кварциты) и мелового (свинцово-цинковое, молибденовое, золотое) возрастов (Матвеенко, 1960; М. И. Терехов, 1962ф).

В 1960–1970 гг. проводились интенсивные геологосъемочные, тематические и геолого-поисковые работы. Их результаты были суммированы в XXX томе «Геологии СССР» (1970) и на геологической карте региона масштаба 1:500 000 (М. И. Терехов и др., 1980ф). Были выделены и охарактеризованы стратиграфические подразделения от архея до четвертичной системы, интрузивные образования от раннепротерозойского до палеогенового возраста. Омлонский срединный массив в составе мезоид Верхояно-Чукотской складчатой области рассматривалась как дорифейская остаточная структура, в пределах которой различаются комплексы фундамента и чехла. Важно отметить, что уже на этом этапе были намечены представления о магматизме, его эволюции и связях с оруденением (Дылевский и др., 1968; Симаков, Шевченко, 1968), которые в основных чертах остаются актуальными и в наши дни.

Упомянутые выше жаркие дискуссии о проблеме Колымо-Омлонского (Колымского) срединного массива, которые велись исследователями в 1970 – 80-е гг. в значительной степени касались тектонической природы Омлонского блока. Предметом споров был вопрос, представляет ли он собой самостоятельную на протяжении фанерозоя структуру, ставшую впоследствии частью мезоид (Мерзляков, 1977; Мерзляков и др., 1974; Лычагин и др., 1989) или является частью более крупной и стабильной структуры (Гринберг и др., 1981). Поисковыми работами в это период были выявлены золото-серебряное месторождение Ольча (В. П. Показаньев, В. В. Коньшин, 1974ф), железистые кварциты Ольдянинского узла (Фадеев, 1975), пункты минерализации золота в архейских гнейсах (И. Ю. Габак и др., 1973ф), а также многочисленные россыпи золота в бассейнах рр. Булун, Кедон, Коркодон, Омлон (А. М. Авдеев, Р. З. Пчелинцева, 1983ф).

Новый этап геологического изучения южной части Омлонского массива начался в 1980 году с открытием крупного золото-серебряного месторождения Кубака (Н. А. Усачев и др., 1986ф). Интенсивные аэрогеофизические и поисково-разведочные работы, групповая

геологическая съемка масштаба 1:50 000 позволили расчленить стратифицированные осадочные и вулканогенные отложения, архейские метаморфические образования на свиты и толщи (В. В. Бурзайкин, 1990ф; И. Ю. Габак, 1980ф; А. Г. Егоров, 1989ф; Б. А. Курашов, 1988ф; В. Н. Лазович, 1994ф; Т. Б. Русакова, 1991ф; В. А. Солдатов, 1996ф; А. В. Чайцын, 1989ф; А. Г. Чернявский, В. А. Сурчилов, 1987ф; В. Н. Шамин и др., 1987ф). Изотопно-геохронологическими методами (Бибикова, 1989; Соботович и др., 1977) были определены возрастные рубежи формирования докембрийского кристаллического фундамента массива. Поисковые работы и тематические прогнозно-металлогенические исследования этого периода увенчались открытиями золото-серебряных месторождений Биркачан, Бургали, Елочка, многочисленных рудопроявлений золота, серебра, меди (А. В. Алексеенко, 1989ф; Р. А. Бадя, 1986ф; А. Г. Вялов и др., 1985ф; А. И. Калинин, 1993ф; В. Д. Осипов, 1987ф; П. Ю. Рожков, 1991ф; Т. Б. Русакова, 1996ф; Н. Е. Савва, 1988ф; С. Н. Свирипа, 1991ф; В. А. Сурчилов, П. А. Шерстобитов, 1994ф). Были выделены несколько эпох рудообразования: наиболее ранняя – архейская, с которой связаны проявления формаций железистых кварцитов; раннепротерозойская – с проявлениями золото-кварцевой формации; среднепалеозойская – отличающаяся разнообразием рудных формаций (золото-серебряной вулканогенной, медно-порфировой с молибденом, золото-сульфидно-кварцевой и золото-кварцевой); заключительная позднемеловая – характеризующаяся проявлениями золото-силикатной и серебряно-полиметаллической с золотом формаций (В. С. Шульгина, 1991ф, 1993ф). Установлено, что наиболее продуктивной эпохой является ранне-среднепалеозойская, проявленная в Верхне-Омолонской рудной зоне. Поисковые работы были продолжены в новом тысячелетии в контексте развития сырьевой базы горнорудных предприятий, созданных на базе золото-серебряных месторождений Омолонского массива (В. Н. Кудиенко, А. В. Садиков, 2002ф; В. Н. Кудиенко, В. С. Чурин, 1997ф; В. К. Романин, Е. В. Ожаровская, 2002ф; С. Ф. Стружков, 2007ф).

В. М. Шевченко в своей монографии (2006) детально охарактеризовала геологию и петрологию дорифейского фундамента Омолонского массива. В его строении она выделила три СФЗ: Закоронно-Ауланджинскую и Хебикенджино-Рассошинскую гнейсово-гранулитовую, Коркодено-Коаргычансскую гранит-зеленокаменную. На основании многочисленных U-Pb датировок по цирконам ею был сделан вывод об образовании на рубеже 3,8 – 3,4 млрд лет серогнейсового протолита, на котором в дальнейшем были заложены зеленокаменные пояса и гранито-гнейсовые купола. Определены даты двух этапов гранулитового метаморфизма (2,7 и 1,95 млрд. лет).

Наиболее современные сведения о геологии и рудоносности Омолонского массива, а именно его южной части приведены в кандидатской диссертации В. Н. Егорова (2004), на составленных им же листах Р-57-III, IV, V Государственной геологической карты масштаба 1:200

000 нового поколения (В. Н. Егоров, 2000ф, 2003ф; В. Н. Егоров, П. А. Шерстобитов, 2013ф; В. Н. Егоров и др., 2013ф) и написанной по тем же материалам монографии коллектива авторов (Горячев и др., 2017). Авторами разделяются представления В. М. Шевченко о строении и истории формирования дорифейского фундамента массива. Впервые выделен среднепалеозойский Кедонский вулкано-плутонический пояс (далее КВП), сложенный породами кедонской серии, комагматичными интрузиями аббитского и булунского комплексов. Показана петрохимическая и металлогеническая зональность пояса, типичная для вулканических поясов окраинно-континентального типа. Связанное с КВП оруденение отнесено к трем геологогенетическим типам: эпимеральное золото-серебряное, золотоносных джаспероидов, золото-сульфидно-кварцевое и медно-молибден-порфиральное.

В 2014 – 2017 гг. в рамках работы по составлению третьего поколения листа Р-57 Государственной геологической карты масштаба 1: 1 000 000 (В. М. Кузнецов, А. Н. Усов, 2017ф) сотрудниками ВСЕГЕИ были получены новые данные о возрасте как докембрийских так и фанерозойских комплексов южной и центральной частей Омоловского массива. В частности, большой объем новой геолого-структурной геохронологической информации по Приколымскому поднятию. В частности, U-Pb датированием (SIMS) был подтвержден раннеархейский возраст гнейсов ноддинского и раннепротерозойский – прорывающих их гнейсо-гранитов омоловского комплексов. Гранитоиды анмандыканского и абитского комплексов, слагающие крупные батолиты, получили возрастные датировки, соответствующие силуру. Для вулканитов и гранитоидов Кедонского пояса был доказан средне-позднедевонский возраст.

Относительно возраста золото-серебряных руд Омоловского массива уже не один десяток лет ведутся острые дискуссии. Они сводятся к признанию или отрицанию существования, наряду со среднепалеозойским, также самостоятельного позднеюрско-мелового этапа рудообразования. В первых публикациях, посвященных месторождению Кубака, геологическими данными было обосновано формирование руд в доранекарбоновую эпоху (Степанов и др., 1991; Степанов, Шишакова, 1994; Степанов и др., 1998). В частности, были описаны обломки рудных жил в базальном горизонте корбинской свиты раннекаменноугольного возраста (Котляр и др., 2001; Степанов, Шишакова, 1991). Однако результаты изотопного Rb-Sr датирования, полученные В. А. Степановым с соавторами, оказались противоречивыми. Так, для гидрослюд и карбонатов из окорудных метасоматитов Кубаки Rb-Sr изохронным методом были получены даты 335 ± 5 и 330 ± 9 млн лет (Степанов и др., 1998). Однако полученные тем же методом возраста адуляра составили 127 ± 4 и 160 ± 12 млн лет (там же). В 1997 П. У. Лейер с соавторами привели результаты Ar-Ar датирования адуляров из руд Кубакинского месторождения, показавшие возраста 121 – 149 млн лет (Лейер и др., 1997; Ньюберри и др., 2000). И. Н. Котляр поставил под вопрос корректность этих результатов (Котляр и др., 2001). По его мнению, приведенные

авторами датирования спектры высвобождения радиогенного аргона указывают на неоднократные нарушения равновесия изотопной системы наложенными термальными событиями. Сами авторы приведенных молодых дат также критически отнеслись к ним, также считая их результатом наложенных термальных событий (Ньюберри и др., 2000; Степанов и др., 1998). Полученная А. М. Гагиевой и И. Л. Жулановой (2011) гистограмма K-Ar датировок среднепалеозойских вулканитов КВП, возраст которых надежно обоснован Rb-Sr и U-Pb данными, показывает существование таких событий на возрастных рубежах 120 и 230 млн лет. Rb-Sr возраст рудовмещающих субвулканических трахириодацитов составил 344 ± 4 млн лет, трахиандезитов 337 ± 8 млн лет (Котляр, 2000). Точку зрения И. Н. Котляра косвенно подтверждают датировки по другим Au-Ag объектам Омоловского массива. K-Ar возраст адуляра из руд месторождения Ольча составил 318 ± 19 млн лет (Котляр и др., 2001). На рудопроявлении Юный был получен K-Ar возраст пострудных базальтов, составивший 323 ± 1 млн лет (Котляр и др., 2001). Коллектив исследователей ЦНИГРИ под руководством С. Ф. Стружкова опубликовал результаты изохронных Rb-Sr датировок адуляров из руд месторождений Кубака и Биркачан (Наталенко и др., 2002). Они образовали два интервала возрастов: 334 – 324 и 173 – 148 млн лет. Наличие молодых дат объяснялось как влияние гипотетических интрузий средне-позднеюрского возраста. С учетом этих данных Н. Е. Савва по результатам исследования минералогии руд Кубаки также пришла к выводу о существовании двух независимых этапов рудообразования – раннекарбонового и раннемелового (Савва, 2018; Савва и др., 2007; Сидоров и др., 2021). Для палеозойского характерны крайне низкая сульфидность (менее 0,5 %), отношение Au / Ag = 2/1–1/1, тонкие выделения относительно высокопробного (780 %) самородного золота, преобладание простых сульфидов Fe, As, Co, отсутствие сульфосолей Ag. На мезозойском этапе формировались парагенезисы с повышенной (1 – 2 %) сульфидностью, высоким отношением Au / Ag (1/10–1/100), широким развитием серебряных минералов, прежде всего Se-сульфосолей серебра и фрейбергита.

С возрастом Au-Ag оруденения тесно связан и вопрос о верхней возрастной границе рудовмещающего КВП. Его породы охарактеризованы достаточно большим количеством изотопных определений возраста (Гагиева, Жуланова, 2011; Горячев и др., 2017), однако среди них преобладают K-Ar и Rb-Sr датировки; опубликованные определения U-Pb методом единичны. Верхняя возрастная граница кедонской серии радиологическими определениями не охарактеризована и, согласно имеющимся данным, маркируется несогласно перекрывающими ее углистыми аргиллитами корбинской свиты, содержащими раннекарбоновую флору (Терехов, 1979). Однако Н.Е. Савва выявила на месторождениях Кубака и Бургали выявила жилы и прожилки, рассекающие корбинскую свиту и содержащие широкий спектр Se-содержащих минералов (2018).

* * *

В целом, геологическая изученность большей части территории Приколымского и Омолонского террейнов может быть охарактеризована как удовлетворительная, принимая во внимание удаленность данных структур от административных и научных центров как Магаданской области, так и Республики Саха (Якутия) и их плохую доступность. При этом можно увидеть различия между историями их изучения. Представления о геологии Приколымского поднятия эволюционировали от принадлежности его Колымскому срединному массиву и до признания составным террейном надвигового строения. Схожим образом менялись представления о металлогении Приколымья: от суждений о докембрийском возрасте золотого оруденения, слишкомому возрасту вмещающих толщ и до признания многоэтапности рудогенеза и ведущей роли позднемезозойского его этапа. В контраст, история геологического изучения Омолонского массива не отличалась подобным драматизмом. Уже на первом его этапе были намечены структура и тектоническая природа массива: жесткая, консолидированная структура с дорифейским метаморфическим фундаментом, посреди мезозойской складчатой области. Дальнейшие исследования лишь уточняли картину, дополняя ее новым фактическим материалом и аналитическими результатами. Аналогично эволюционировали представления о металлогении Омолонского массива. Исключением является лишь вопрос о возрасте КВП и связанной с ним Au-Ag минерализации. Однако и здесь внедрение прецизионных методов изотопного датирования, в общем, позволило к настоящему времени получить достаточно ясную картину.

Глава 4

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И РУДОНОСНОСТЬ ПРИКОЛЫМСКОГО ТЕРРЕЙНА ПАССИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ

4.1. Структурно-вещественные (литогеодинамические) комплексы

Приколымский террейн (рисунок 4-1) протягивается в субмеридиональном направлении на 450 км. В его геологическом строении принимают участие различные по составу вещественные комплексы широкого стратиграфического диапазона – от архея (?) и нижнего протерозоя до кайнозоя. Значительную часть площади террейна слагают протерозойские образования; они вмещают более 90 % всех известных проявлений рудной минерализации. На восточном и западном флангах Приколымья раннедокембрийские образования несогласно перекрыты слабо- и неметаморфизованными терригенными грубообломочными, вулканогенно-осадочными и карбонатными породами кембия и среднего и позднего палеозоя. В пределах полосы северо-западного простирания присутствуют грабены, выполненные прибрежно-морскими грубообломочными отложениями с остатками позднеюрской фауны. В южной части Приколымского поднятия на протерозойские комплексы наложены позднеюрские вулканиты Уяндино-Ясачненского вулканогенного пояса (УЯВП). Они представлены лавами и туфами кислого и среднего состава и комагматическими им мелкими субвулканическими телами и дайками. Докембрийские и палеозойские комплексы на отдельных участках прорваны слабо вскрытymi эрозией интрузиями гранитоидов позднеюрского и позднемелового возрастов. На всей площади распространены позднемеловые дайки основного и среднего состава.

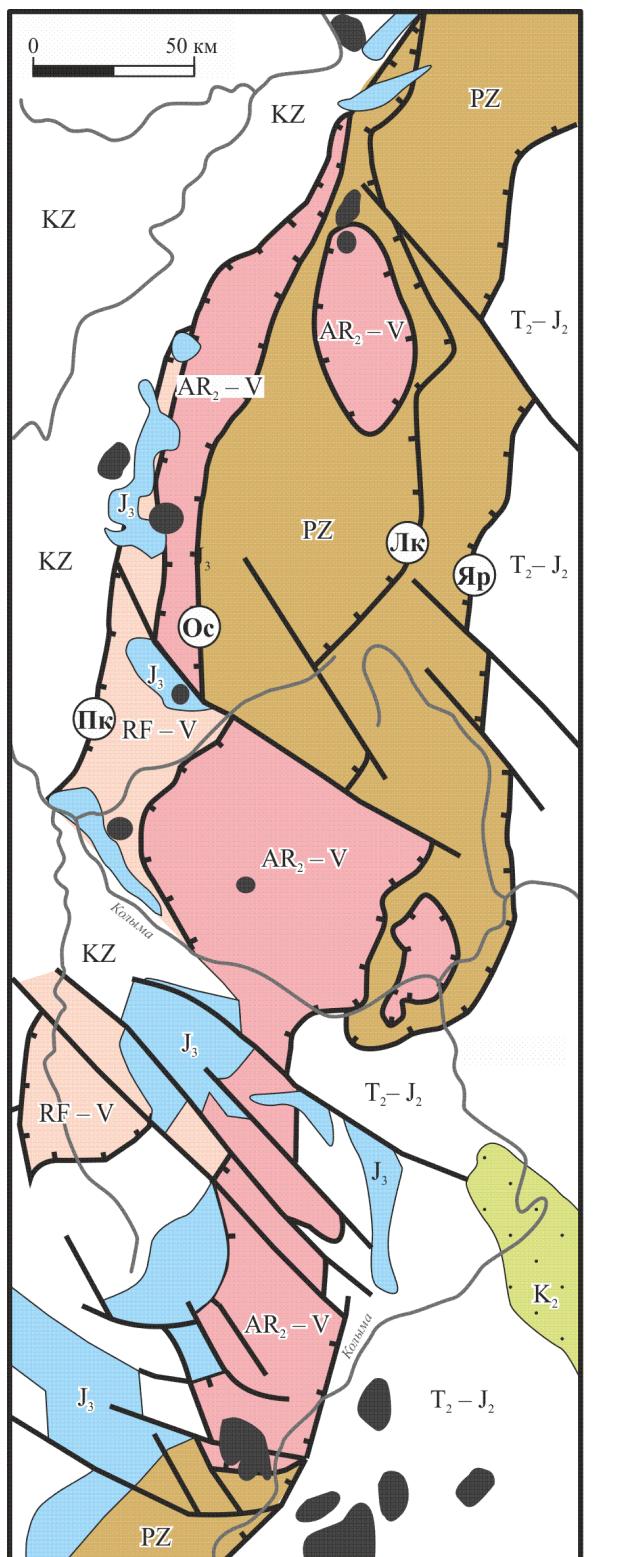
Литогеодинамические комплексы Приколымья группируются в четыре яруса: довендинский, венд-палеозойский, мезозойский и кайнозойский. По признаку их соотношения Приколымский террейн подразделен В. И. Шпикерманом (1998) на три субтеррейна (с запада на восток): Спиридоновский, Шаманихинский и Ярхонский. Из них первые два сложены преимущественно комплексами довендинского яруса с незначительным участием палеозойских, мезозойских и кайнозойских толщ; а Ярхонский – исключительно позднепалеозойскими и кайнозойскими.

4.1.1. Довендинский структурный ярус

Спиридоновский и Шаманихинский субтеррейны существенно различаются по составу довендинских комплексов. Первый сложен терригенно-карбонатными комплексами пассивной

континентальной окраины, накопленными в интервале от среднего рифея до венда; докембрийский магматизм здесь был проявлен исключительно слабо, известны лишь редкие дайки долеритов.

Шаманихинский субтеррейн представляет собой коллаж тектонически совмещенных разновозрастных блоков метаморфических пород (Беус, 1992) – фрагментов архейско-раннепротерозойских комплексов фундамента и вулканогенного чехла, пород океанической



AR₂-V

RF-V

PZ

T₂-J₂

J₃

K₂

Лк

Яр

Пк

Ос

Колыма

Кончага

Т₂-J₂

J₃

AR₂-V

RF-V

PZ

1

Рисунок 4-1. Тектоническая схема Приколымского террейна и смежных структур (по В.И. Шпикерману, 1998, с изменениями и дополнениями): 1 – 3 – Приколымский террейн, разновозрастные комплексы: 1 – архейский кристаллический фундамент и нижнепротерозойский чехол Сибирского кратона, рифейско-вендинские терригенно-карбонатные; 2 – рифейско-вендинские терригенно-карбонатные пассивной окраины; 3 – палеозойские терригенно-карбонатные и вулканогенно-терригенно-карбонатные пассивной окраины; 4 – прочие террейны; 5 – Уяндино-Ясачненский вулкано-плутонический пояс островодужной либо окраинно-континентальной природы (поздняя юра-ранний мел); 6 – Балыгычано-Сугойский рифтогенный прогиб (ранний-поздний мел); 7 – надвиги; 8 – крутопадающие разломы; 9 – гранитоиды палеозойского и мезозойского возрастов

Буквенные обозначения разломов: Пк – Приколымский, Ос – Оссалинский, Лк – Лево-Каменский, Яр – Ярхондонский

коры, терригенно-карбонатных шельфовых толщ рифея и венда (рисунок 4-2). Они толщи вмещают разнообразные по составу интрузии – от раннепротерозойских метабазитов, гипербазитов и гранитов до мезозойских риолитов и гранитов.

Шаманихинский субтеррейн

Наиболее древние образования Приколымья объединены (Ткаченко, 1992) в *колымскую серию*, возраст которой ныне считается архейским (Шпикерман, Брусницына, 2020). В ее составе выделяются две толщи. Нижняя сложена породами океанического происхождения (базальты, габброиды, кремнистые породы, известняки, глинистые сланцы), в результате регионального метаморфизма измененными до амфиболитов, плагиогнейсов, гранат-эпидот-слюдистых ортосланцев. В метабазитах присутствуют реликты первичных порфировой и офитовой структур, миндалекаменной и подушечной текстур (Беус, 1992; Протопопов, Акимова, 2018; Протопопов, Кириллин, 1991б). Абсолютный Pb-Pb возраст плагиогнейсов приведен в таблице 4-2; K-Ar возраст амфиболитов – 1928 ± 48 млн лет (Гринберг и др., 1981). В зоне регионального надвига, разделяющего Шаманихинский и Спиридовонский субтерреины, плагиогнейсы и метабазиты вмещают маломощные (100 – 500 м) линзовидные тела гранатовых амфиболитов, которые плавно переходят в перидотиты и габбро. Данная метабазит-гипербазитовая ассоциация Приколымья ранее выделялась в литературе под названием *чилистиахского комплекса* (Гринберг и др., 1981; Шишкин, 1979). Севернее среди рифейских сланцев в зоне надвига известны также мелкие протрузии серпентинизированных норитов (В. С. Шульгина и др., 1999ф). Характерна расслоенность, имеющая, согласно различным точкам зрения, симметрично-зональный (Шишкин, 1979), либо градационный (Протопопов, Кириллин, 1991б) характер. Минеральные парагенезисы пород: основной плагиоклаз, моноклинный пироксен, оливин (габбро); роговая обманка, эпидот, гранат (альмандин-гроссуляр-пироп), основной плагиоклаз (гранатовые амфиболиты); оливин, энстатит (авгит), серпентин (неметаморфизованные породы), куммингтонит (тремолит), роговая обманка, альмандин (перидотиты). Химический состав перидотитов соответствует лерцолиту.

Абсолютный возраст гранатовых амфиболитов приведен в таблице 4-1; перидотитов, определенный K-Ar методом – 2025 ± 135 млн лет (Гринберг и др., 1981). Состав минерального парагенезиса амфиболитов (гранат (альмандин-гроссуляр-пироп)+сине-зеленая роговая обманка+эпидот+основной плагиоклаз) вместе с кристаллохимическими свойствами гранатов и амфиболов (Гринберг и др., 1981; Шишкин, 1979;) свидетельствуют о том, что они и гипербазиты породы подверглись метаморфизму в условиях высоких давлений 6 – 10 Кб при температурах 600–700°C, что отвечает глубинам более 10 км (Маракушев, 1988). Исходя из того факта, что граниты шаманихинского комплекса с U-Pb возрастом 1,7 – 2,1 млрд. лет прорывают

амфиболиты и гипербазиты (Протопопов, 2018), возраст метаморфизма палеопротерозойский. Петрографический состав нижней толщи колымской серии и строение слагаемых ею геологических тел близки к офиолитам (Архипов, Волкодав, 1983). По всей видимости, они являются обдуцированными фрагментами океанической коры, подвергшимися региональному метаморфизму в условиях высокого давления и низкой температуры. Верхнюю толщу колымской серии слагают плагиогнейсы, мусковит-гранат-кварцевые сланцы и кварциты. Характерный для амфиболитов колымской серии минеральный парагенезис роговая обманка + андезин + маложелезистый эпидот + биотит позволяет параллелизовать ее со стратотипическими нижнеархейскими кристаллическими толщами Становой области Алдано-Станового щита Сибирской платформы (М. М. Свириденко, В. И. Шпикерман, 2019ф).

Раннепротерозойский возраст, по последним данным (Худолей и др., 2006) имеют вулканиты, слагающие бимодальную ассоциацию, ранее выделенную под названием *хакдонской серии* верхнерифейского возраста (Ткаченко, 1992; Ткаченко, Березнер, 1995). Она подразделяется на нижнюю *риолитовую* и верхнюю *базальтовую* толщи; им комагматичны многочисленные субвулканические интрузии. В зонах динамометаморфизма риолиты и базальты преобразованы в серицито-кварц-полевошпатовые и хлорит-эпидот-амфиболовые сланцы. По химическому составу и содержаниям малых элементов вулканиты хакдонской серии соответствуют внутриплитным субщелочным образованиям (рисунок 4-3, таблица 4-2). Ранее U-Pb методом по цирконам (SIMS) установлен раннепротерозойский возраст риолитов (таблица 4-1); близкий возраст имеют граниты и гранит-порфиры, традиционно относимые к *шаманихинскому комплексу* (Ткаченко, Щербакова, 1991). Они слагают узкие (до 1 км) тела протяженностью до 10 км, чаще всего интенсивно разgneйсованные и конформные вмещающим метаморфическим породам; иногда граниты прорывают гипербазиты и амфиболиты, в которых на контактах с гранитами наблюдаются роговики и скарноиды кордиерит-пироксенового и скаполит-актинолитового состава (Протопопов, Акимова, 2018). По петрохимическому составу и содержаниям малых элементов породы соответствуют внутриплитным субщелочным гранитам (Беус, 1992, 1993). Бимодальные вулканиты и внутриплитные граниты образуют дорифейскую рифтогенную вулкано-плутоническую ассоциацию. Метаморфизованные песчаники *уянканской серии* перекрывают вулканиты, а частично сменяют их по латерали. К ней мы относим также косослоистые полевошпат-кварцевые кварцито-песчаники, слагающие гольцовье вершины водоразделов и традиционно относимые к *сялякинской свите венда* (Ткаченко, 1992; Шпикерман, 1998). Характерной их чертой являются повышенные концентрации ильменита и титаномагнетита, которые В. И. Шпикерман (1998) описывает как прибрежно-морские палеороссыпи Ti и Zr. Подобные образования нередки среди протерозойских кварцито-сланцевых толщ других регионов; в частности, они детально охарактеризованы на Кокчетавском

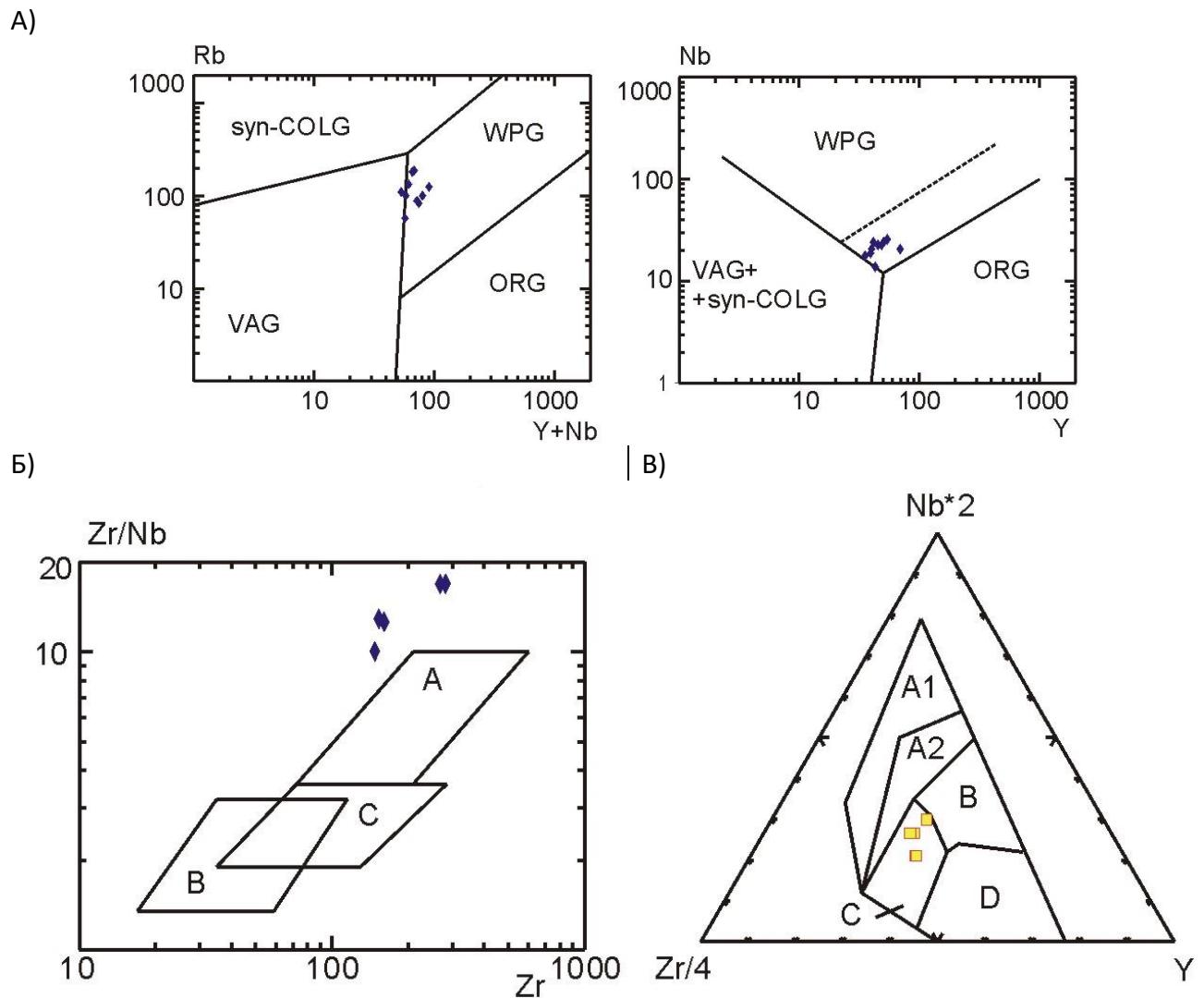


Рисунок 4-2. Дискриминантные диаграммы для вулканических пород хацдонской серии: А) – Пирса (Pearce et al., 1984) для риолитов (VAG – гранитоиды окраинно-континентальных вулканических поясов, WPG – внутриплитные гранитоиды, syn-COLG – синколлизионные гранитоиды, ORG – гранитоиды океанических хребтов); Б) – Пирса и Норри (Pearce, Norry, 1979) для базальтов (А – внутриплитные базальтоиды, В – островодужные базальтоиды, С – базальтоиды срединно-океанических хребтов); В) – Мешида (Meshid, 1986) для базальтов (A1 и A2 – внутриплитные щелочные базальтоиды, A2 и С – внутриплитные толеитовые базальтоиды, В – P-MORB, D – N-MORB, С и D – базальтоиды окраинно-континентальных вулканических поясов

Таблица 4-1. Изотопные определения возраста докембрийских пород Приколымского террейна U-Pb и Pb-Pb методами

Порода	Толща (комплекс)	Метод	Материал	Возраст, млрд. лет	Ссылка		
плагиогнейс	каменская	Pb-Pb	циркон	$2,36 \pm 0,09$	Щербакова и др., 1988		
гранатовый амфиболит				$2,06 \pm 0,01$	Беус, Миледин, 1990		
амфиболит	сохатинская	Pb-Pb	циркон	$2,04 \pm 0,05$	Беус, Миледин, 1990		
амфиболит				$2,03 \pm 0,02$	Беус, Миледин, 1990		
мусковит-полевошпат-кварцевый сланец				1,96	П. А. Самохвалов, 1992ф		
мусковит-полевошпат-кварцевый сланец				1,49	П. А. Самохвалов, 1992ф		
гранит		U-Pb (SIMS)	циркон	$1,91 \pm 0,03$	М. М. Свириденко, В. И. Шпикерман, 2019ф		
гранодиорит	шаманихинский			$2,05 \pm 0,01$			
лейкогранит				$2,14 \pm 0,03$			
гранит-порфир	U-Pb	циркон	1,13	Н. Д. Кириллин, 1990ф			
гнейсо-гранит		циркон	$1,90 \pm 0,3$	Беус, Миледин, 1990			
гнейсо-гранит	Pb-Pb	циркон	$1,74 \pm 0,02$	Беус, Миледин, 1990			
гнейсо-гранит		циркон	$1,75 \pm 0,05$	Беус, Миледин, 1990			
гнейсо-гранит		циркон	1,24	П. А. Самохвалов, 1992ф			
гнейсо-гранит		циркон	1,65	П. А. Самохвалов, 1992ф			
гнейсо-гранит		циркон	$1,70 \pm 0,03$	Беус, Миледин, 1990			
кварцит	ороекская	U-Pb	циркон	$2,34 \pm 0,04$	П. А. Самохвалов, 1992ф		
песчаник	спирidonовская	Pb-Pb	циркон	1,58	П. А. Самохвалов, 1992ф		
риолит	хацдонская	U-Pb (SIMS)	циркон	$1,71 \pm 0,021$	Худолей и др., 2006		
трахириолит				$1,71 \pm 0,01$	М. М. Свириденко, В. И. Шпикерман, 2019ф		
трахириолит				$1,70 \pm 0,01$			

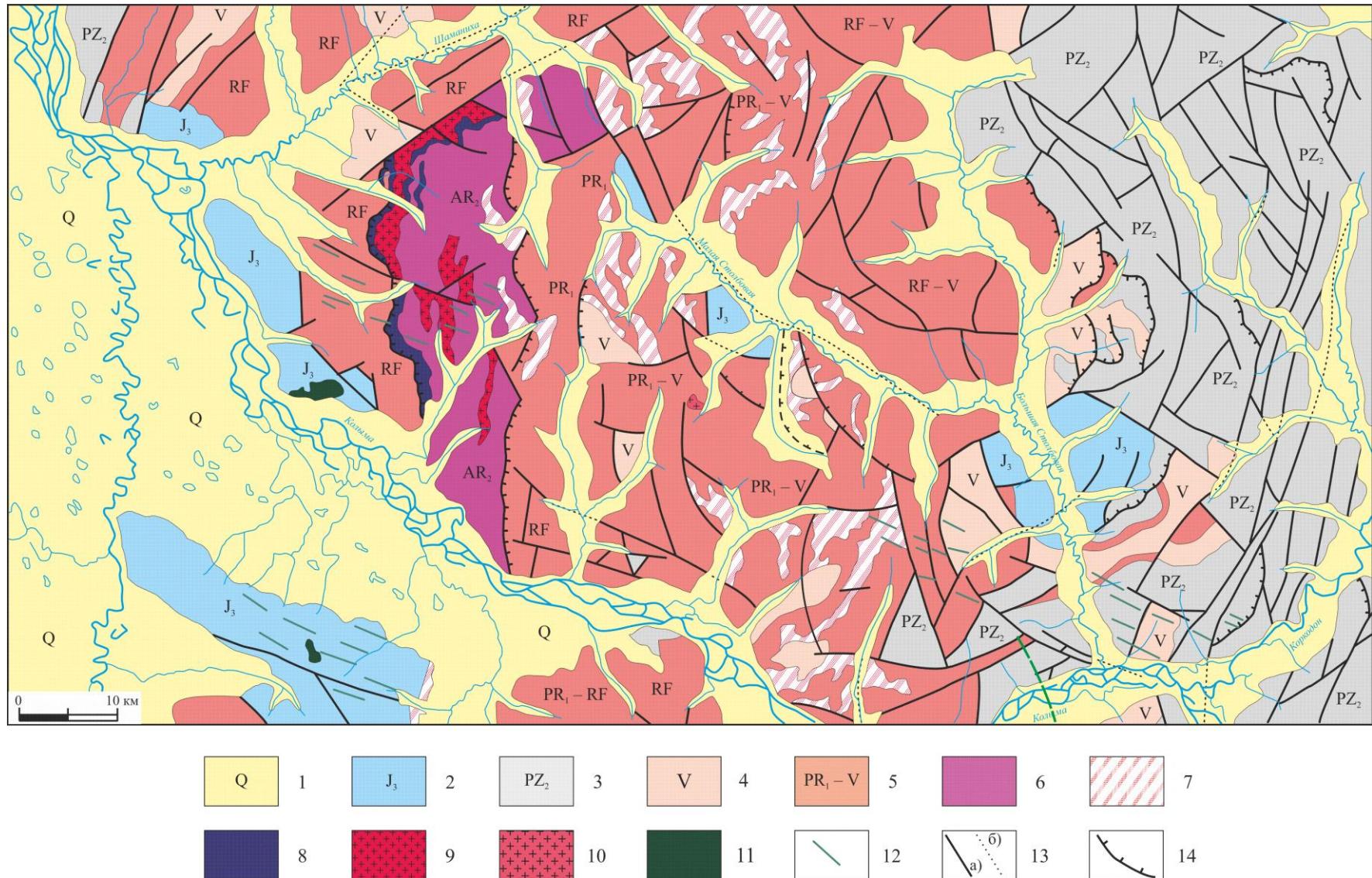


Рисунок 4-3. Схематическая геологическая карта междууречья Колымы-Шаманиха-Большая Столбовая (по В.М. Кузнецову и др., 1998, с изменениями)

Условные обозначения к рисунку 4-2: 1 – рыхлые четвертичные отложения; 2 – верхнеюрские вулканогенные и грубообломочные терригенные отложения; 3 – палеозойские терригенно-карбонатные, терригенные и вулканогенные отложения; 4 – вендские терригенные и карбонатно-терригенные отложения; 5 – рифейские и нижнепротерозойские алевропелитовые, карбонатно-терригенные и вулканогенные отложения; 6 – архейско-нижнепротерозойские кристаллические сланцы и амфиболиты; 7 – нижнепротерозойские метариолиты и метабазальты; 8 – нижнепротерозойские гнейсо-граниты; 10 – верхнемеловые граниты; 11 – верхнеюрские базальты; 12 – верхнемеловые дайки базальтов; 13 – разрывные нарушения: а) – установленные, б) – предполагаемые, либо скрытые под чехлом рыхлых отложений; 14 – главные надвиги

Таблица 4-2. Химический состав протерозойских пород центральной части Приколымского террейна

Окислы и элементы	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	47.21	42.07	73.36	74.85	50.35	48.40	79.38	53.51
TiO ₂	0.63	0.57	0.46	0.37	2.36	3.89	0.29	10.91
Al ₂ O ₃	11.74	9.84	12.57	12.60	17.21	14.27	10.11	7.06
Fe ₂ O ₃ общ	5.26	3.94	4.46	3.16	13.23	14.61	2.28	23.60
MnO	0.06	0.06	0.01	0.01	0.19	0.24	0.01	0.00
MgO	6.96	8.14	0.03	0.27	4.68	4.42	1.27	0.91
CaO	24.56	31.38	0.01	0.01	5.68	7.21	3.86	0.28
Na ₂ O	1.08	1.27	3.61	2.72	4.64	3.73	0.44	0.62
K ₂ O	2.35	2.59	5.42	5.98	1.41	1.67	2.22	2.95
P ₂ O ₅	0.15	0.14	0.08	0.03	0.25	1.56	0.13	0.17
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Cr	–	–	6	91	46	46	–	–
Ni	–	–	16	24	59	38	–	–
Ba	–	–	684	632	474	1083	–	–
Rb	–	–	88	184	35	35	–	–
Sr	–	–	34	35	288	441	–	–
Y	–	–	48	45	33	57	–	–
Zr	–	–	500	386	149	289	–	–
Nb	–	–	23	23	15	12	–	–

Примечание. Содержания главных окислов даны в мас. %, малых элементов в г/т; 1, 2 – сланцы карбонат-серийцит-хлоритовые, юкагирская серия; 3, 4 – метариолиты, хакдонская серия; 5, 6 – метабазальты, хакдонская серия; 7 – песчаник полевошпат-кварцевый; 8 – песчаник полевошпат-кварцевый с титаномагнетитом. 1 – 6, 8 – рентгеноспектральный флуоресцентный анализ, лаборатория рентгеноспектрального анализа СВКНИИ ДВО РАН, аналитик Т. Д. Борхдоева. 7 – по В. А. Шишкому (1984ф). Здесь далее прочерк – отсутствие данных

кратонном террейне (Дегтярев и др., 2015). Химический состав песчаников по классификации А. Н. Неелова (1980) соответствует субаркозам и олигомиктовым псаммитолитам. В зонах динамометаморфизма песчаники преобразованы в серицит-кварцевые сланцы с плойчато-сланцеватой и тонкополосчатой текстурой; зоны наиболее высокоградного метаморфизма песчаников характеризуются образованием дистен-мусковит-кварцевых сланцев. Как известно, несогласное залегание вендских толщ на отложениях мезопротерозоя является характерным для всей северо-восточной окраины Северо-Азиатского кратона (Khudoley, Guriev, 2003). Однако отнесение рассматриваемых отложений к венду не обосновано ни геологическими данными, ни

результатами изучения микрофитолитов, ни изотопными датировками. Более того, на сравнительно небольшом участке в бассейне руч. Глухариного различные выходы кварцито-песчаников, содержат две разновозрастные популяции дегритовых цирконов (таблица 4-3). Как видно, источником материала для более древней популяции послужили, вероятнее всего, раннепротерозойские комплексы кратона, а для более молодой – вулканиты хакдонской серии. Кварцито-песчаники часто содержат кислую пирокластику, прорваны экструзиями субщелочных риолитов (Шишкин, 1979); они деформированы и подвергнуты дислокационному зеленосланцевому метаморфизму совместно с рифейскими и раннепротерозойскими комплексами (Глухов и др., 2012).

Разрез рифейского терригенно-карбонатного комплекса начинается *ороекской свитой*. Она сложена в нижней части кварцитами с подчиненным количеством филлитов, в верхней – хлоритовыми, хлорит-сериицитовыми, графит-хлорит-сериицитовыми, хлоритоидными сланцами с прослойями кварцитов, песчаников, алевролитов. Химический состав хлоритоидных сланцев соответствует полимиктовым алевролитам и песчаникам (Неелов, 1980). Абсолютный возраст цирконов из кварцитов ороекской свиты, определенный U-Pb методом по цирконам, раннепротерозойский (таблица 4-1), что может свидетельствовать о формировании осадков свиты за счет размыва нижнепротерозойских образований. Сланцы прорываются дайками и силлами метабазитов толеитового состава (Шишкин, 1977), образуя ассоциацию ранней рифтовой стадии развития пассивной континентальной окраины. Выше по разрезу располагается *чебукулахская серия*, включающая известняки, доломиты, глинистые сланцы, мрамора, филлиты. Венчает разрез *юкагирская серия*, сложенная хлорит-сериицитовыми и графит-хлорит-сериицитовыми сланцами с прослойями кварцитов и глинистых сланцев. Химический состав сланцев по классификации А. Н. Неелова (1980) соответствует карбонатным алевролитам.

Довендский ярус Шаманихинского субтеррейна характеризуется широким развитием динамотермального метаморфизма зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. Среди рифейских комплексов он имеет прогрессивный характер и относится к дистен-силлиманитовому фациальному типу (Шишкин, 1979). Состав метаморфических минеральных парагенезисов указывает, что породы подверглись метаморфизму в условиях умеренных давлений 1 – 6 Кб при температурах 200 – 500°C, что отвечает глубинам 5 – 10 км (Маракушев, 1988). По отношению к раннепротерозойским образованиям динамотермальный метаморфизм выступает как диафторез, что подтверждается петрографическими данными (Ткаченко, Щербакова, 1991; Протопопов, Кириллин, 1991б).

Строение довенского структурного яруса Шаманихинского субтеррейна несет признаки складчато-надвигового пояса (Богданов, Филатова, 2001): тектоническое совмещение аллохтонных образований, различных по возрасту, составу и обстановкам формирования,

наличие офиолитов, включая гипербазиты, развитие зон метаморфизма высоких давлений в подошвах тектонических покровов. Динамотермальный метаморфизм был связан с аккрецией Спиридоновского субтеррейна к окраине Северо-Азиатского кратона (Беус, 1992).

Спиридоновский субтеррейн

Разрез терригенно-карбонатного комплекса среднего-верхнего рифея начинается полевошпат-кварцевыми песчаниками и алевролитами *спиридоновской свиты*. По цирконам из песчаников спиридоновской свиты получена Pb-Pb и U-Pb датировки, соответствующие неопротерозою и нижнему рифею (табл. 4-1, 4-3), отражающие возраст пород зоны сноса (это будет обсуждено ниже). Они перекрыты известняками и доломитами *горбуновской свиты*. Выше ее по разрезу залегают песчаники и алевролиты *чебракской толщи*. Венчает разрез рифея известняки и доломиты *улахан-юрюнской свиты* с прослоями песчаников. Особенностью свиты является специфический состав строматолитов, не имеющий аналогов на Северо-Востоке и известный лишь в Восточном Саяне, Туруханском районе и на острове Шпицберген (Ткаченко, Щербакова, 1991). Характерным отличием от комплексов Шаманихинского субтеррейна является слабое развитие метаморфизма; известны лишь редкие узкие зоны рассланцевания, приуроченные к зоне надвига, ограничивающего Спиридоновский субтеррейн с востока. Рифейские отложения прорваны редкими дайками долеритов.

4.1.2. Вендско-палеозойский структурный ярус

Терригенно-карбонатный комплекс венда-кембрия является кроющим по отношению к Шаманихинскому и Спиридоновскому субтеррейнам и со структурным несогласием перекрывает рифейские толщи. Как мы уже упомянули выше, вендский возраст сложенной косослоистыми полевошпат-кварцевыми кварцито-песчаники *сялякинской свиты* является проблематичным. Ее перекрывают доломиты коркодонской свиты. В составе кембрийских отложений красноцветные песчаники *кирпичниковской свиты* перекрываются известняками и доломитами *никаноровской свиты* (Гагиев, Ткаченко, 2000).

На севере Приколымского террейна в пределах локального изометричных очертаний (20×20 км) ареала вендские отложения несогласно перекрыты покровами щелочных и субщелочных базальтов *горгуньинской свиты* с остатками раннекембрийской фауны (Гагиев, Ткаченко, 2000). Комагматические покровы дайки трахибазальтов имеют абсолютный возраст, определенные K-Ar методом – 546 ± 26 млн лет (В. С. Шульгина и др., 1991ф). Бимодальные вулканиты раннекембрийского возраста известны также на северо-восточной границе САК (Прокопьев и др., 2016). Внутриплитный магматизм на Приколымье и Омолонском массиве могли быть

связаны с рифтогенными событиями, порожденными литосферным расколом, прошедшим через зону сочленения Северо-Азиатского и Северо-Американского кратонов, существовавшую в раннем кембрии (Kiselev et. al., 2016).

Фрагментарно развитые на юге Приколымья *терригенно-карбонатные отложения среднего-верхнего ордовика и нижнего силура* с размывом залегают на кембрийских (Тарабукин, 2008) и представлены известняками, известковистыми песчаниками и алевролитами.

Таблица 4-3. Сравнительная детритовая U-Pb геохронология цирконов из осадочных комплексов Северо-Востока Азии

Регион, структура	Ссылка	Возраст отложений	Интервалы возрастных пиков, млн лет	Предполагаемый источник сноса*
Хараулахский антиклиниорий	Ершова и др., 2013	C ₁₋₂	317-357 470-498 612-689 1833-1874 2686	TCCSP TCCSP CAK CAK
Сеттэ-Дабан	Худолей и др., 2007	RF-V	1950-2100 2700-2750	CAK CAK
Южно-Верхоянский орогенный пояс	Прокопьев и др., 2018а	J ₁₋₂	274 474 1838	OX CAK
		T ₂₋₃	303-337 1855 2715	KBP CAK CAK
		P ₁	294 1851	CAK
		C ₁	301-348 1836 2646	KBP CAK CAK
Приколымское поднятие	Прокопьев и др., 2018б	K ₂	87-90 150-156 310-445 1800-2200	KBP CAK
		C ₂	346-348	KBP
		D ₂₋₃	390-406 1640-2080 2460-2800	KBP CAK CAK
	Петров и др., 2006	V	1200 – 1800 2020 - 2080	? CAK

*САК – Северо-Азиатский кратон, ТССП – Таймырско-Североземельский складчато-надвиговый пояс, ОХ – Охотский кратонный террейн, КВП – Кедонский вулканический пояс Омолонского кратонного терреяна

Региональное структурное несогласие разделяет венд-кембрийский и среднепалеозойский терригенно-карбонатные комплексы и связано с орогенезом вследствие кратковременной коллизии кратонов (Тектоника..., 2001), либо аккреции Рассошинской островной дуги (М. М. Свириденко, В. И. Шпикерман, 2019ф). Вследствие этого из разреза выпадают отложения позднего силура, а строение разреза девонских отложений западного и восточного флангов

Приколымья кардинально различается (Гагиев, 2009). К этому этапу, вероятно, относится внедрение гранитов казачинского комплекса (Протопопов, 2010), U-Pb возраст (SIMS) которых 434 – 412 млн лет (М. М. Свириденко, В. И. Шпикерман, 2019ф).

На западе Приколымья в начале раннего девона формировался рифтогенный вулканогенно-осадочный комплекс, обозначивший начало нового этапа формирования пассивной северо-восточной окраины Северо-Азиатского кратона (Орлов и др., 2002). Он представлен залегающими в основании девонского разреза красноцветными песчаниками, лавами, туфами щелочных и субщелочных базальтов *увязкинской свиты* и комагматичными им интрузиями пикритов, габбро и долеритов. Рифтогенные образования сменились терригенно-карбонатным комплексом открытого шельфа, который детально описан М. Х. Гагиевым (2009). В его основании *останцовская свита* несогласно, с базальными конгломератами залегает на рифейских образованиях и сложена кварц-полевошпатовыми и известковистыми песчаниками. Ее перекрывают рифогенные и строматолитовые известняки *эльгенекской свиты*. Выше по разрезу расположены углеродистые аргиллиты и алевролиты с прослоями известняков *известковокарьерской свиты*. Они перекрыты переслаивающимися песчаниками и доломитами *сахинской* и *юкагирской* и относительно глубоководными кремнисто-терригенными отложениями *дуксундинской свиты*.

Старт очередного цикла развития пассивной окраины в позднем карбоне–ранней перми проявился в южной части Приколымского террейна формированием вулканогенно-осадочного рифтогенного комплекса. Лавы и туфы толеитовых и субщелочных миндалекаменных базальтов позднекарбоновой *чахаданской свиты* накапливались в субаквальных условиях. С базальтами тесно ассоциируют расслоенные пластовые интрузии перidotитов, габбро, долеритов и сиенитов *нятвенского комплекса* (Сыркин, 1975), иногда содержащими повышенные (до 0,1 %) концентрации Ni и Co (Пепеляев, 1961ф). Породы верхнекарбоновой вулкано-плутонической ассоциации перекрываются туффитами *лесистинской толщи* ранней перми.

Рифтогенные образования сменяются в стратиграфическом разрезе терригенно-карбонатным комплексом пассивной окраины (аргиллиты и известняки *большебургалийской* и *тактайюряхской свит* поздней перми).

Триасовый терригенный комплекс пассивной континентальной окраины представлен монотонными толщами аргиллитов и алевролитов с прослоями песчаников, известняков. На нижележащих пермских отложениях залегает согласно.

Ярходонский субтеррейн

На востоке Приколымья нижнедевонские отложения выпадают из разреза, а вулканогенно-осадочная моласса среднего-верхнего девона представляет коллизионный геодинамический комплекс. *Лотосская свита* в основании разреза сложена пестроцветными базальными конгломератами и гравелитами, которые выше сменяются чередованием песчаников, алевролитов, доломитов с линзами гравелитов (Гагиев, 2009). *Маховикская свита* позразделяется на две части. Нижняя часть образована чередованием красноцветных конгломератов, песчаников, лав и туфов трахибазальтов. В верхней части эти породы сменяются доломитами с прослоями мергелей и песчаников. *Ярходонская свита* несогласно залегает на образованиях рифея, венда, кембрия и эйфельского яруса девона. В основании она сложена красноцветными базальными конгломератами, которые перекрываются переслаивающимися доломитами, алевролитами, песчаниками. *Сюряхтасская свита* согласно перекрывает ярходонскую и сложена углеродистыми алевролитами, аргиллитами с линзами известняков и песчаников.

В позднем девоне-карбоне здесь формировался вулканогенно-терригенно-карбонатный комплекс пассивной окраины, осложненной так называемым «рассеянным рифтогенезом» (Булгакова, 1986). *Меунджинская свита* позднего девона согласно, либо с небольшим размывом залегает на ярходонской и представлена переслаиванием известняков, аргиллитов, алевролитов, мергелей, песчаников с прослоями туфов и туффитов основного состава. *Марииинская свита* девон-каменноугольного возраста согласно залегает на меунджинской и сложена алевролитами и аргиллитами с прослоями песчаников и доломитов. Каменноугольные отложения *дилимской свиты* согласно перекрывают меунджинскую и представлены известняками с прослоями алевролитов и аргиллитов. Выше залегают алевролиты, аргиллиты, туффитов *новинской, йогской, эджекальской и нятивенской свит*.

4.1.3. Мезозойский структурный ярус

Верхнеюрский-нижнемеловой надсубдукционный осадочно-вулканогенный комплекс УЯВП представлен *илиньтасской свитой*. U-Pb возраст вулканитов 150 – 152 млн лет (Ганелин и др., 2021). Отложения свиты, выполняющие грабены северо-западного простирания в осевой части Приколымского поднятия, с несогласием залегают на докембрийских и палеозойских образованиях и сложены преимущественно конгломератами с прослоями гравелитов, песчаников и алевролитов. На флангах террейна *илиньтасская свита* представлена лавами и туфами базальтов, андезитов и риолитов с прослоями туффитов; комагматические субвулканические тела, дайки и малые интрузии *илиньтасского комплекса* широко развиты в центральной и юго-

западной частях террейна. По петро- и геохимическому составу эфузивы соответствуют как образованиям активных окраин, так и островных дуг (Ганелин и др., 2020; Гедько, 1988; Трунилина и др., 2004). Грубообломочные молассоидные отложения выполняют задутовые грабены рифтовой природы. По мнению С. Д. Вознесенского с соавторами (1999), геодинамическая обстановка формирования УЯВП по простирианию пояса менялась от островодужной на северо-западе до синколлизионной рифтогененной на юго-востоке.

Вулканиты ассоциируют с гранитоидами *басугуньинского интрузивного комплекса* (В. М. Кузнецов и др., 1998ф), U-Pb возраст которых (SIMS) составляет 150 млн лет (М. М. Свириденко, В. И. Шпикерман, 2019ф). Гранитоиды *эджекальского интрузивного комплекса* (Протопопов, 2010), которые традиционно считаются коллизионными (В. С. Шульгина, 1991ф), по последним данным U-Pb (SIMS) датирования имеют возраст 153 – 154 млн лет (М. М. Свириденко, В. И. Шпикерман, 2019ф). Это позволяет параллелизовать их с первым (позднеюрским) этапом формирования гранитоидов Главного батолитового пояса Северо-Востока (Герцева и др., 2021). С другой стороны, возрастное перекрытие данных гранитоидов и вулканитов УЯВП ставит вопрос об их формировании в обстановке трансформной континентальной окраины (Гребенников, Ханчук, 2021).

В осевой части террейна прослеживаются узкие полосы риолитов и игнимбритов, относимых к *аскольдинской свите* (В. С. Шульгина и др., 1991ф). Они обнажаются также среди палеоген-неогеновых глин и песков, выполняющих Сяпякинскую межгорную впадину и относятся к раннемеловому рифтогенному комплексу.

Новейшие изотопно-геохронологические данные (М. М. Свириденко, В. И. Шпикерман, 2019ф), позволили впервые выделить на Приколымье магматические образования позднемелового возраста, которые мы связываем с Охотско-Чукотским вулканогенным поясом (ОЧВП). Это граниты, лейкограниты и гранит-порфиры, относимые к *арангасскому* и *наяханскому интрузивным комплексам*. Их U-Pb возраст (SIMS) 84 – 85 млн лет (Свириденко, Шпикерман, 2019ф). Близкий U-Pb возраст – 81 – 85,6 млн лет (М. М. Свириденко, В. И. Шпикерман, 2019ф) имеют многочисленные дайки габброидов, широко развитые на Приколымье.

Состав вещественных комплексов Приколымского поднятия и его эволюция во времени отражают существовавшую здесь с рифея по триас обстановку пассивной континентальной окраины с циклически проявленным «рассеянным» рифтогенезом. Начиная со средней юры Приколымье развивалось в режиме сначала конвергентной, а затем трансформной активной континентальной окраины.

4.1.4. Кайнозойский структурный ярус

Континентальные осадочные отложения кайнозоя были сформированы в широком возрастном диапазоне – от палеоцена до голоцен (Гриненко и др., 1997; Михайлова, 1997). Палеоцен-плейстоценовые толщи сложены галечниками, песками, суглинками, в том числе представляющими собой перемытый материал коры выветривания (Иванов, 1970) и выполняют неотектонические впадины (Сяякинская, Шаманихинская, Глухаринская), среди которых наиболее крупной является Колымская. Впадины ограничены разломами и также имеют в общем случае субмеридиональную ориентировку. Их глубина может превышать 100 м (Колымская впадина), но как правило составляет в среднем 20 – 30 м. Более подробно коры выветривания Приколымского террейна и их металлоносность охарактеризованы в разделе 4.8.

4.2. Геодинамические обстановки формирования структуры Приколымского террейна и их эволюция во времени

В структурном отношении Приколымский террейн представляет собой пакет надвиговых чешуй (Тектоника..., 2001; Шпикерман, 1998). Падение плоскостей надвигов центриклинальное (Третьяков, 1987), на западе – восточное (рисунки 4-2, 4-4), на востоке – западное, под углами 5 – 35°, и, как правило, близко к залеганию метаморфической сланцеватости и, реже, слоистости. С формированием метаморфического комплекса связаны надвиги восточного падения, представляющие собой зоны рассланцевания, смятия и бластеза мощностью до первых сотен метров. Крупные региональные надвиги субмеридиональной ориентировки (Приколымский, Оссалинский, Лево-Каменский, Ярхонский) являются границами Приколымского террейна и субтеррейнов (рисунок 4-1).

Метаморфические сланцеватость и полосчатость среди довендских комплексов в основном субпараллельны реликтовой слоистости пород, а интенсивность их проявления в целом убывает с запада на восток. Выделяется не менее двух систем сланцеватости (Шишкин, 1979), причем одна из них, как правило, параллельна осевым плоскостям микроскладок, а другая – слоистости. Структурный рисунок венд-палеозойских комплексов определяют тектонические чешуи с восточным и западным падением плоскостей надвигов, представленных зонами рассланцевания, милонитизации и катаклаза мощностью в десятки метров. Единый структурный парагенезис с ними образуют пологие асимметричные складки различного масштаба, а также кливаж течения (Гусев, 1979).

Сотрудниками Института земной коры СО РАН (г. Иркутск) при участии автора в центральной части Шаманихинского субтеррейна (басс. р. Малая Столбовая) были проведены

детальные геолого-структурные исследования (Глухов и др., 2012). Они были сосредоточены среди полосы выходов докембрийских комплексов на двух опорных участках, которые характеризуются удовлетворительной обнаженностью: первый – рудное поле месторождения Надежда (рисунок 4-5), второй – рудопроявление Тимша (рисунок 4-6). Благодаря проведению здесь в 2009 – 2011 гг. интенсивных геологоразведочных работ участки были вскрыты многочисленными поверхностными горными выработками – магистральными канавами длиной в сотни метров и скважинами колонкового бурения на глубину до 300 м. Структурно-геологическое картирование, включая геологические маршруты, изучение горных выработок и керна скважин, специализированные тектонофизические исследования разломных структур, их внутреннего строения и кинематики, выделение составных элементов разломов позволили составить обоснованное представление о строении участка и реконструировать историю его формирования. Результаты геологического изучения остальной площади ШаманихоСтолбовского междуречья позволили обоснованно экстраполировать данные по опорным участкам за их пределы.

В результате были получены данные, свидетельствующие о сложном строении разломной сети. Одними из основных ее элементов являются субгоризонтальные и наклонные зоны пластических деформаций, интенсивного рассланцевания и смятия пород мощностью от десятков сантиметров до первых метров. Они маркируют границы петрографически разнородных тектонических пластин. Особенностью данных зон является появление в них дистена (кианита), свидетельствующего о динамометаморфических преобразованиях пород в условиях локально проявленных высоких давлений, а также их проявление в парагенезисе со складчатыми структурами. Это позволяет интерпретировать их как надвиговые и взбросовые нарушения. Плоскости надвигов падают в северо-восточном и восточном направлениях под углами от 0 до 30°. Соответственно, шарниры подавляющего большинства складчатых структур субгоризонтальны и ориентированы в северо-западном и север-северо-западном направлениях.

Другим важным элементом разломной сети являются субвертикальные разрывные нарушения, представленные зонами повышенной трещиноватости, дробления и милонитизации пород мощностью от нескольких десятков сантиметров до десяти и более метров. Наибольшее развитие имеют крутого (70 – 90°) и пологого (30 – 60°) падения дизъюнктивы северо-западной ориентировки; следующие по значимости – крутопадающие субширотные и субмеридиональные нарушения. Кинематические характеристики субвертикальных нарушений в большинстве своем неоднозначны. Отмечаются зеркала со штрихами скольжения, которые для дизъюнктивов северо-западного простирания свидетельствуют о преобладании вертикальной компоненты смещения с незначительной сдвиговой составляющей. При этом, в ряде случаев установлены признаки как взбросовых, так и сбросовых перемещений, причем количество последних

значительно больше, что может свидетельствовать о более позднем времени их проявления. Штрихи на плоскостях широтного и меридионального направления указывают на то, что смещения по дизъюнктивам указанных ориентировок носили преимущественно сдвиговый характер с той или иной долей вертикальной компоненты. В одной из точек наблюдения в зоне меридионального крутопадающего разлома зафиксирован присдвиговый дуплекс со следами как сжатия, так и растяжения, что свидетельствует о том, что по плоскостям данного разлома происходили как левые, так и правые перемещения.

В целом, рудное поле представляет собой пакет надвиговых чешуй, осложненный более поздними крутопадающими разрывами различных направлений. Корневая зона надвигового пакета представлена серией крутопадающих взбросов. Тектонические линзы, сложенные вендинскими песчаниками, вскрыты бурением на глубинах более 200 м от поверхности, что косвенно может указывать на большую мощность пакета надвиговых чешуй и весьма значительные масштабы чешуйчато-надвиговой структуры. Субвертикальные разломы как правило, смещают надвиговые дизъюнктивы. Из них субмеридиональные нарушения являются подновленными. и представляют собой элементы крупной региональной структуры, подчеркивающейся ориентировкой долин водотоков. Структурный план осложняют крутопадающие разрывы более мелкого ранга – преимущественно сбросы на восточном фланге

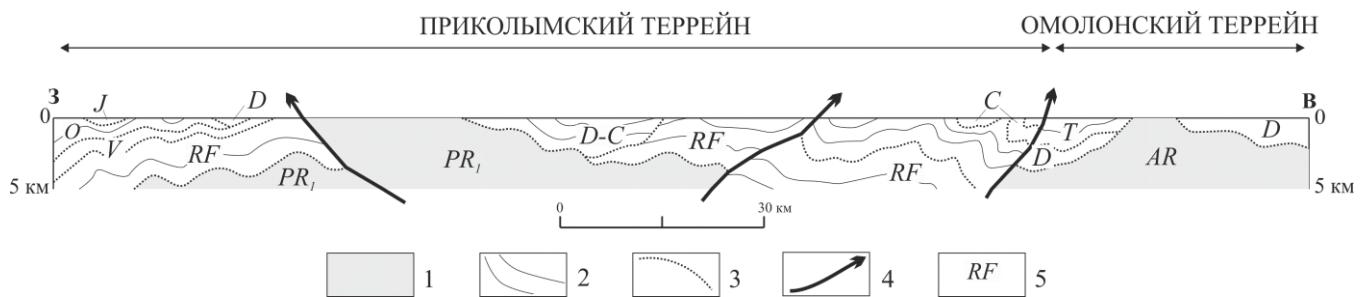


Рисунок 4-4. Структурный разрез через Приколымский и Омолонский террейны (Тектоника..., 2001): 1 – дорифейский фундамент; 2 – рифейско-фанерозойские стратифицированные комплексы; 3 – поверхности несогласий; 4 – надвиги; 5 – возрастные индексы

и взбросы на западном. Складчатые деформации также играют большую роль в структуре рудного поля. Песчаники сяпякинской свиты смяты в относительно крупную (амплитуда более 130 м) пологую асимметричную антиклиналь с падением осевой плоскости на северо-восток под углами 20–50°.

Более мелкие складки широко распространены в пределах участка, шарниры большинства из них субгоризонтальны и ориентированы в северо-западном и север-северо-западном направлениях. Надвиги и складки участвуют в едином структурном парагенезе, что объясняет близость элементов их залегания. При этом складки северо-западного простирания были

сформированы раньше и последующее наложение на них пликативных структур север-северо-западной ориентировки выражлось изгибами их крыльев и шарниров.

На рудопроявлении Тимша в 30 км к северо-западу, чешуйчатые надвиги развиты среди карбонатных пород (известняки, мраморы, слюдисто-карбонатные сланцы) и метапелитов (хлорит-серицитовые сланцы) и выражены образованием брекчий, гофрировки, зеркал скольжения, «очковых» бластомилонитов с порфирокластами крупнозернистого кальцита в сланцеватом слюдисто-кальцитовом матриксе. На периферии надвиговых швов в подошве аллохтонов деформации выражены в образовании плитчатых мраморов с «альпийскими» прожилками и жилами крупнокристаллического кальцита. Плоскости надвигов полого ($5 - 10^\circ$) погружаются на восток (рисунок 4-6).

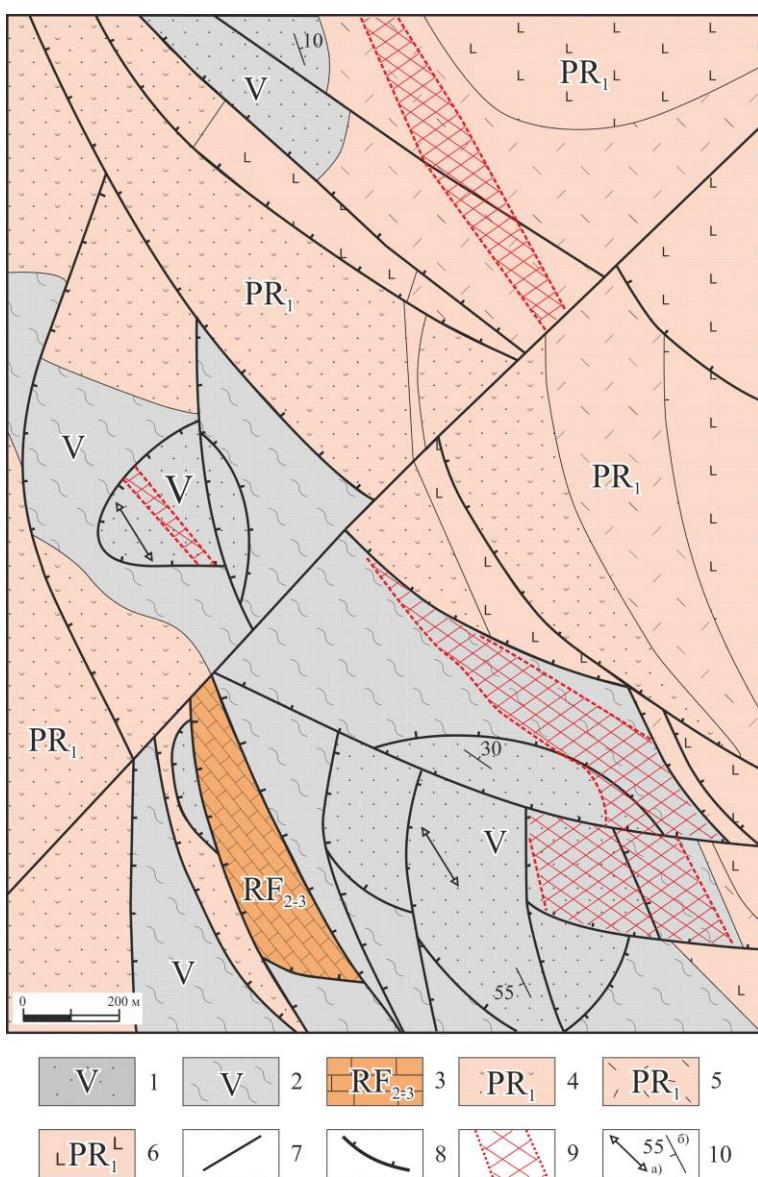


Рисунок 4-5. Геолого-структурная схема рудного поля месторождения Надежда: 1 – сяпякинская свита венда: 1 – песчаники; 2 – кварц-серицитовые сланцы; 3 – мраморизованные известняки доломитыrifейской чебукулахской серии; 4 – нижнепротерозойский терригенно-вулканогенный комплекс: 4 – вулканомиктовые метапесчаники уянканской серии; 5, 6 – метабазалты и метариолиты хакдонской серии; 7 – разломы; 8 – надвиги; 9 – зоны кварцевого прожилкования; 10 – ориентировка шарниров складок (а), элементы залегания слоистости (б)

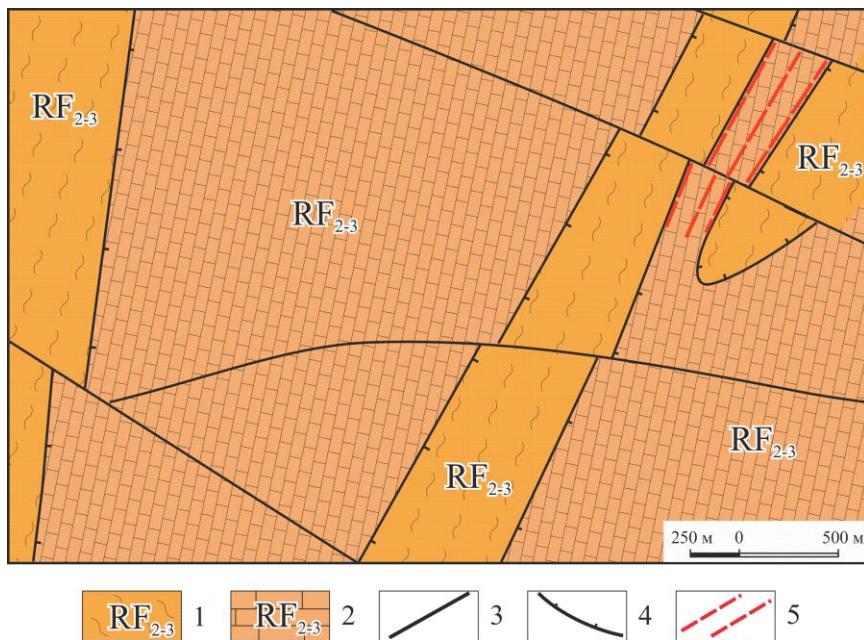


Рисунок 4-6. Геолого-структурная схема рудопроявления Тимша: 1 – сланцы; 2 – карбонатные породы; 3 – субвертикальные разломы; 4 – надвиги; 5 – рудные тела

Реконструкция тектонических напряжений сделать вывод, что в истории формирования структуры участка выделяются четыре деформационных этапа (рисунок 4-7; Глухов и др., 2012). Ранний характеризовался сжатием в северо-восточном направлении, в результате которого образовались надвиги и складки северо-западной ориентировки, зоны зеленосланцевого динамометаморфизма. Участки наиболее сильного сжатия (стресса) маркируются появлением кианита. Пологие дислокации сопровождались субширотными и субмеридиональными сдвигами лево- и правосторонней ориентировки соответственно. На втором этапе ось сжатия приобрела восток-северо-восточную ориентировку, а растяжения – север-северо-западную, что отразилось в формировании субмеридиональных взбросов и надвигов север-северо-западного простирания. При этом по северо-западным нарушениям происходили взбросовые смещения со сдвиговой компонентой, по субширотным – сбросовые подвижки, по северо-восточным – правые сдвиги. С третьим этапом связано формирование структур объемного растяжения в зоне сопряжения региональных разломов. Возникновение подобных структур обосновано теоретически и воспроизведено экспериментально (Семинский и др., 2005). В течение данного этапа ось сжатия имела северо-западную, а ось растяжения – северо-восточную ориентировку. Субширотные и субмеридиональные структуры активизировались как сдвиги (право- и левосторонние соответственно), северо-западные – как сбросы, а северо-восточные – как взбросы. Развитие структур объемного растяжения благоприятствовало внедрению магматических тел и локализации прожилково-жильных образований. На завершающем этапе происходило сжатие в меридиональном направлении. При этом по субширотным нарушениям происходили надвиговые и взбросовые смещения, по субмеридиональным – сбросовые, по северо-восточным и северо-западным – сдвиги (лево- и правосторонние соответственно). Полученные нами результаты по

№ этапа	Ориентировка осей главных напряжений	Кинематические характеристики разрывов	Геохрон
I			R ₂ - PZ ₁
II			PZ ₂
III			J ₃ - K ₁
IV			K ₂

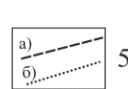


Рисунок 4-7. Реконструкция деформационной истории Приколымского террейна (Глухов и др., 2012): 1 – ориентировка осей сжатия (черные стрелки) и растяжения (белые стрелки); 2 – надвиги и взбросы; 3 – сбросы; 4 – сдвиги; 5 – признаки динамометаморфизма (а) и объемного растяжения (б)

ориентировке векторов сжатия-растяжения и кинематике разломов практически полностью совпали с данными Г.С. Гусева (1979).

Попытаемся параллелизовать выделенные деформационные этапы с историей геологического развития Приколымского террейна. Наиболее ранний из фиксируемых ныне, ранне-среднерифейский, этап был связан с рифтогенными процессами, затронувшими все шельфовое обрамление САК (Ильин, 1979; Лиханов и др., 2015), и связанными с началом распада протерозойского суперконтинента Родния (Тектоника..., 2001) и ознаменовал начало формирования Верхоянской пассивной окраины (Худолей, 2003). Он выразился во внедрении даек базитов и формировании системы грабенов, ограничивающих рифейский осадочный бассейн. Второй этап характеризовался развитием надвиговых зон рассланцевания и смятия и, таким образом, являются синметаморфическими. Динамотермальный метаморфизм зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций на Приколымье в последние годы традиционно датируется рифеем (Ткаченко, Березнер, 1991; Ткаченко, Щербакова, 1991; Шпикерман, 1998). Однако нами установлено наложение динамометаморфических минеральных и структурных парагенезисов также на песчаники венда. Имеются также данные о том, что динамометаморфизм зеленосланцевой фации затрагивает и палеозойские породы, в основном вдоль зон крупных

разломов (Протопопов, Кириллин, 1991а; Шишкин, 1979). Таким образом, есть основание выделять крупный этап сжатия, возрастные границы которого находятся в интервале от позднего рифея до раннего палеозоя. Деформации этого этапа происходили как в ходе позднерифейской аккреции Спиридоновского субтеррейна к окраине САК, так и кратковременной коллизии Северо-Азиатского и Северо-Американского кратонов (Тектоника..., 2001). В течение данного этапа была сформирована структура динамометаморфического комплекса Приколымского террейна, включая долгоживущие субмеридиональные структуры. По данным Ф. Ф. Третьякова (2016), раннепротерозойский метаморфический комплекс характеризуется широким развитием линейной складчатости и сланцеватости север-северо-западной ориентировки, совершенно отсутствующей в более молодых комплексах Приколымья. На следующем, позднепалеозойском, этапе разворот векторов сжатия-растяжения отразил обособление Приколымского террейна от окраины кратона вследствие прогрессировавших процессов рифтогенеза (Булгакова, 1991; Орлов и др., 2002; Третьяков, 2004). Такая геодинамическая интерпретация находится в согласии с палеомагнитными данными (Геодинамика..., 2006; Колесов, 2003). Подтверждают ее и данные по U-Pb датированию обломочных цирконов из осадочных комплексов Яно-Колымского пояса (таблица 4-3). Как видно из таблицы, вендские, девонские отложения Приколымья, раннекарбоновые и триасовые южной и северной ветвей Верхоянского складчато-надвигового пояса и рифейско-вендинские Сетте-Дабана содержат две одновозрастных (AR_2 и PR_1) популяции цирконов, источником которых могли быть только раннедокембрийские комплексы Северо-Азиатского кратона. В раннекарбоновых и позднемеловых толщах Приколымского поднятия архейских цирконов не обнаружено, что свидетельствует о значительном удалении в этот период Приколымья от окраины кратона. Преобладают цирконы девонско-карбонового возраста; их источником, вероятнее всего послужили вулканиты КВП. Напротив, в Верхоянский бассейн осадконакопления докембрийский материал с кратона поступал на всем протяжении позднего палеозоя и мезозоя. Однако вендские отложения Приколымья содержат также и другую популяцию цирконов, возраст которой охватывает границу нижнего протерозоя и рифея и соответствует риолитам хакдонской серии (Худолей и др., 2006). Кардинальная перестройка поля тектонических напряжений, переход к условиям общего растяжения на третьем этапе отразились формированием гранитоидов и зон кварцевого прожилкования, в том числе золотоносных. Возрастные рамки этого этапа могут быть очерчены с помощью данных абсолютной геохронологии. Из имеющихся в базе «Геохрон» (Акинин, Котляр, 1997) K-Ar определений абсолютного возраста сравнительно однородных по минеральному и химическому составу (Шишкин, 1979) кварц-полевошпатовых ортопород центральной части Приколымского террейна (всего 33 определения) большинство (61 %) находится в диапазоне 110 – 180 млн лет, что

соответствует средней юре - раннему мелу (рисунок 4-8). При относительном симметричном характере распределения датировок, максимум которых приходится на хронологический

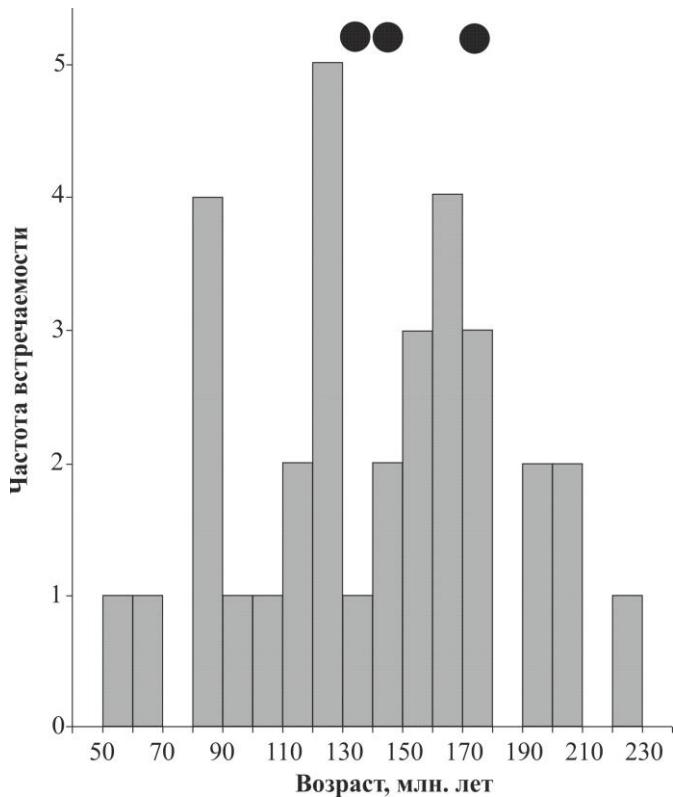


Рисунок 4-8. Гистограмма K-Ar датировок кварц-полевошпатовых ортопород центральной части Приколымского террейна. По данным В.В. Акинина и И.Н. Котляра (1997). Кружками показаны датировки гранитов

интервал 110 – 180 млн лет, обращает на себя внимание минимум на рубеже 130 – 140 млн лет. С позиций методики интерпретации K-Ar датировок, предложенной И. Н. Котляром и И. Л. Жулановой (Котляр и др., 2001) он указывает на происходившие в течение данного хронологического отрезка термальные события, приведшие к нарушению в породах однородности изотопных систем. Такими событиями могли стать внедрение гранитоидов и формирование гидротермальной минерализации. Однако известные на Приколымье гранитоиды, как уже упоминалось, имеют либо позднеюрский, либо позднемеловой возраст. Таким образом, возраст третьего деформационного этапа проблематичен и его можно принять соответствующим раннему мелу только с известной условностью. Северо-западная ориентировка вектора сжатия, отмечаемая и другими исследователями (Третьяков, 2016), однозначно позволяет увязать этап с региональным тангенциальным сжатием в результате косой коллизии Приколымского и Омолонского террейнов (Горячев, 1998; Протопопов, 1997; Шпикерман, 1998). Поворот вектора сжатия до субмеридионального направления с образованием многочисленных трещин северо-западной и северо-восточной ориентировки отразил проявление постколлизионного рифтогенеза, в частности, формирование Балыгычано-Сугойского (Омсукчанского) рифта (Котляр, Русакова, 2004). Изучением (U/Th)/He низкотемпературной термохронологии обломочных цирконов из рифейских и палеозойских толщ Приколымья установлены два возрастных этапа образования надвигов – 137,4 и 104,3 млн лет (Прокопьев и др., 2019).

Очевидно, что первый из них коррелирует с коллизионными событиями и гранитоидным магматизмом (Прокопьев и др., 2018в), а второй, возможно – с заложением ОЧВП.

Охарактеризованная достаточно напряженная деформационная история Приколымского поднятия, охватывающая практически весь фанерозой, не позволяет рассматривать его в качестве жесткой консолидированной структуры. Все выделенные этапы формирования тектонической структуры Приколымья четко параллелизуются с главными тектоно-магматическими этапами развития северо-восточной окраины Северо-Азиатского кратона – позднепалеозойским и мезозойским. Приколымское поднятие являлось «полноправным» участником этих грандиозных событий. Это определяет состав и характер эволюции его фанерозойского магматизма и металлогенеза.

4.3. Геохимическая специализация докембрийских комплексов Приколымского террейна

Геохимическая типизация структурно-вещественных комплексов и блоков земной коры является одной из важнейших задач региональной геохимии (Ножкин и др., 1989). В докембрийских структурах геохимические поля формируются в течение длительного времени как результат различных породообразующих процессов. Изменения геотектонических обстановок, маркерами которых являются тектоно-магматические этапы, должны усиливать тенденции перераспределения и дифференциации вещества литосфера. Это придает геохимической специализации структурно-вещественных комплексов роль индикатора геотектонических обстановок.

Имевшиеся до последнего времени сведения о геохимии докембрийских комплексов Приколымья скучны. Для вендских песчаников отмечались кластогенные концентрации Fe, Ti, Zr, Nb (Шпикерман, 1998). По данным Р. И. Протопопова (2010), метаморфические сланцы и метабазиты характеризуются повышенными кларками концентрации (КК) Cu (1,7 – 3,9), Zn (1,3 – 2,4), Ag (1,5 – 2,2). П. А. Самохваловым (1992ф) в ходе проведения геологической съемки масштаба 1:50 000 в центральной части Приколымского поднятия был получен большой объем данных о геохимической специализации вещественных комплексов западной части Шаманихинского террейна в возрастном интервале от раннего протерозоя до позднего мезозоя. В частности, было установлено обогащение кварцитов и филлитов ороекской свиты рифея Zn, Cu и Co (КК 2–5), а песчаников спирidonовской свиты рифея – Mo (1,5). Для девонских карбонатно-терригенных толщ характерна геохимическая специализация на Mo, Zn, V, Ni, Mn (1,5 – 8) что, по мнению автора, отражает влияние позднепалеозойского рифтогенного вулканизма.

Мною было изучено распределение рудогенных элементов в протерозойских структурно-вещественных комплексах Приколымья (Глухов, 2014) по данным ICP-анализов проб, отобранных как с поверхности, так и из керна скважин, пробуренных на двух участках. Был сформирован перечень основных рудогенных химических элементов, которые с одной стороны, определяют геохимическую специализацию вещественных комплексов – сидеро- либо халькофильную, а с другой, представлены растворимыми в кислотах минеральными формами (Моросанова и др., 1988; Перельман, 1989): Fe, Co, Ni, Mo, Cu, Zn, Pb, As, Sb, V, Mn, Ba, Zr, Nb, Y. Первые четыре элемента в данном списке относятся к сидерофильным, пять – к халькофильным и последние шесть – к литофильным. Таким образом, получен достаточно сбалансированный набор химических элементов, позволяющий достаточно исчерпывающе характеризовать геохимическую специализацию и металлогенический профиль изучаемых комплексов. Данные о распределении химических элементов приведены в таблицах 4-4 и 4-5. Их анализ сводится к следующему. Среди всех рассмотренных химических элементов наибольшей ролью характеризуется Sb, накопление которой характерно для большинства изученных толщ и определяет их халькофильную сиалическую геохимическую специализацию. Вторым по значимости элементом является Mo, который накапливается в метабазальтах, вулканомиктовых метапесчаниках и доломитах; в метабазальтах и вулканомиктовых песчаниках также наблюдается накопление Fe, Mn и Zn. Данный факт дополняет характеристику геохимической специализации, делая ее сидеро-халькофильной. Метаэффузивы раннепротерозойской хакдонской серии обогащены Ba, Nb, Zr, Y, что типично для вулканитов бимодальных ассоциаций эпиконтинентальных рифтов (Фролова, Бурикова, 1997; Ярмолюк, Коваленко, 1991). Низкие концентрации V в карбонатных породах и метапелитах отражают их низкую углеродистость (Юдович, Кетрис, 1994). Высокие концентрации Pb и Mo, наблюдаемые в карбонатных породах чебуклахской серии, являются характерными для шельфовых карбонатных отложений террейнов континентального типа (Летникова, 2002). Геохимическая специфика нижнерифейских отложений ороекской свиты проявляется в накоплении элементов сидерофильной ассоциации (Co и Mn), что отражает наличие офиолитов в составе нижнепротерозойского метаморфического комплекса, послужившего источником терригенного материала.

Неравномерное распределение рудогенных элементов в горных породах и слагаемых ими формациях традиционно трактуется как следствие процессов мобилизации рудного вещества и признак их потенциальной рудоносности, определяющий металлогенический профиль (Принципы..., 1979). Количественной мерой при этом может являться повышенное значение стандартного множителя (более 2). Другим критерием рудоносности может являться состав геохимических ассоциаций (Соколов, 1998), охарактеризованный в таблице 4-6. В этом контексте

Таблица 4-4. Распределение химических элементов в протерозойских толщах Приколымского террейна

Элемент	Параметр*	кварцит, ороекская свита (n=34)	филлит, ороекская свита (n=35)	доломиты, чебуклахская серия (n=22)	известняки, чебуклахская серия (n=111)	сланцы хлорит- серцитовые, юкагирская серия (n=34)	метаролиты, хаклонская серия (n = 93)	метабазальты, хаклонская серия (n = 42)	песчаники вулканомиктовые, уянканская серия (n=18)	песчаники полевошпат- кварцевые, сяякинская свита (n=205)	сланцы мусковит- кварцевые, сяякинская свита (n=120)	сланцы дистен- мусковит- кварцевые,	мергистый сланец, Ороек (n=29)	доломит с PbZn (n=9)
As	E	1,0	1,0	1,6	1,2	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,1	1,0	-	-
Ba	E	1,0	1,0	-	-	-	1,9	2,1	-	-	-	1,3	-	-
Co	E	2,0	1,7	2,1	1,5	3,2	1,9	1,3	1,2	1,6	2,1	1,8	-	-
Cu	E	2,2	1,7	2,6	1,8	2,4	2,0	2,1	2,3	1,6	2,3	2,1	-	-
Fe	E	-	-	1,7	1,5	1,9	1,6	1,2	1,1	1,2	2,0	1,5	-	-
Mn	E	1,5	1,4	1,4	2,1	3,7	1,8	1,2	1,2	1,3	1,8	1,6	-	-
Mo	E	1,3	1,4	1,9	1,1	1,6	2,1	1,6	1,3	1,1	1,1	1,2	-	-
Nb	E	1,0	1,0	-	-	-	1,5	1,2	-	-	-	1,0	-	-
Ni	E	2,4	1,4	1,3	1,4	5,4	1,7	3,0	1,1	1,5	1,6	1,6	-	-
Pb	E	5,2	2,0	3,0	1,6	2,4	1,8	2,1	2,0	1,7	1,2	1,5	-	-
Sb	E	1,1	1,1	1,8	1,7	1,4	1,2	1,8	1,8	1,4	1,4	1,5	-	-
V	E	-	-	1,0	1,0	2,8	1,0	1,4	1,1	1,0	1,4	1,0	-	-
Y	E	1,1	1,2	-	-	-	1,7	1,4	-	-	-	1,0	-	-
Zn	E	2,9	1,7	2,1	1,3	3,6	2,3	1,2	1,4	1,9	1,7	2,3	-	-
Zr	E	1,9	1,3	-	-	-	1,5	1,4	-	-	-	1,1	-	-
As	KK	2,2	2,2	0,2	0,1	0,2	0,4	0,8	0,2	0,3	0,3	0,3	0,	2,8
Ba	KK	0,1	0,1	-	-	-	0,8	2,9	-	-	-	0,3	0,2	0,5
Co	KK	0,4	1,9	0,2	0,3	0,7	0,2	0,7	2,4	0,1	0,1	0,1	1,8	1,9
Cu	KK	0,2	0,3	0,1	0,1	0,1	0,1	0,3	0,3	0,1	0,1	0,1	75,1	0,7
Fe	KK	-	-	0,5	0,3	0,7	0,6	1,0	1,6	0,1	0,1	0,1	1,1	1,2
Mn	KK	1,0	0,9	0,7	0,1	0,4	0,2	8,5	1,2	0,0	0,1	0,1	1,7	2,5
Mo	KK	0,2	0,2	1,1	0,6	0,4	0,6	1,2	1,1	0,4	0,4	0,4	1,0	1,2
Nb	KK	0,3	0,3	-	-	-	1,4	2,1	-	-	-	<0,1	0,1	-
Ni	KK	0,1	0,4	0,3	0,3	0,1	0,1	0,2	0,4	0,1	0,1	0,1	0,4	0,4
Pb	KK	0,1	0,3	0,6	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,4	23,1

Элемент	Параметр*	кварцит, ороекская свита (n=34)	филлит, ороекская свита (n=35)	доломиты, чебуклахская серия (n=22)	известняки, чебуклахская серия (n=111)	сланцы хлорит- сертицовые, юкарийская серия (n=34)	метаролиты, хакдонская серия (n = 93)	метабазальты, хакдонская серия (n = 42)	песчаники вулканомиктовые, Уянканская серия (n=18)	песчаники полевошпат- кварцевые, сялякинская свита (n=205)	сланцы мусковит- кварцевые, сялякинская свита (n=120)	сланцы дистен- мусковит- кварцевые,	мединый сланец, Ороек (n=29)	доломит с PbZn (n=9)
Sb	KK	0,8	0,8	1,6	1,4	1,2	2,2	3,9	1,7	0,5	0,5	0,5	1,4	-
V	KK	-	-	0,2	0,2	0,1	0,0	0,6	0,8	0,1	0,1	0,1	0,6	-
Y	KK	0,3	0,3	-	-	-	0,7	1,6	-	-	-	<0,1	0,3	-
Zn	KK	0,1	0,5	0,3	0,1	0,2	0,1	1,0	1,1	0,1	0,1	0,1	1,0	6,9
Zr	KK	0,4	0,5	-	-	-	2,3	1,8	-	-	-	0,9	0,1	-
As	C _{геом} , г/т	-	-	3,3	2,6	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,6	33,8
Ba	C _{геом} , г/т	-	-	-	-	-	581,1	575,1	-	-	-	110,0	66,8	235,0
Co	C _{геом} , г/т	8,6	37,6	1,7	2,0	12,8	1,7	36,7	44,7	0,6	0,8	0,8	33,9	37,3
Cu	C _{геом} , г/т	12,8	19,7	1,2	3,1	2,8	2,0	22,1	15,1	2,9	1,8	2,1	39069,0	37,8
Fe	C _{геом} , г/т			8300,0	4200,0	30200,0	19500,0	77300,0	69300,0	1900,0	3200,0	2700,0	48880,0	56480,0
Mn	C _{геом} , г/т	786,0	734,0	1474,1	159,4	309,3	135,6	1110,0	921,1	13,1	12,2	11,1	1305,7	1839,4
Mo	C _{геом} , г/т	0,2	0,4	1,0	0,5	0,7	0,7	1,4	1,7	0,5	0,5	0,5	1,5	1,8
Nb	C _{геом} , г/т			-	-	-	19,0	14,5	-	-	-	<5,0	-	
Ni	C _{геом} , г/т	8,8	47,9	4,0	3,4	14,9	2,1	20,2	44,8	1,9	2,0	1,7	52,9	47,0
Pb	C _{геом} , г/т	1,5	6,6	7,8	1,5	2,9	1,5	2,1	2,9	1,3	1,0	1,1	7,3	462,0
Sb	C _{геом} , г/т	1,8	1,9	4,0	3,5	2,7	2,6	3,9	3,8	2,7	2,7	2,7	3,1	
V	C _{геом} , г/т			5,0	5,0	24,5	0,5	135,0	139,1	5,0	5,4	5,0	113,1	15,0
Y	C _{геом} , г/т	6,4	6,5	-	-	-	38,9	38,7	-	-	-	<5,0	7,8	18,0
Zn	C _{геом} , г/т	11,1	63,8	16,2	4,3	23,8	10,0	122,0	134,9	0,8	4,1	0,8	125,0	830,3
Zr	C _{геом} , г/т	55,3	69,1	-	-	-	392,0	196,0	-	-	-	129,0	3,1	17,2
As	C _{макс} , г/т			8,6	7,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	9,3	2,5	3,0	81,4
Ba	C _{макс} , г/т			-	-	-	1394,0	1187,0	-	-	644,0	564,0	>3000	
Co	C _{макс} , г/т	45,5	104,9	3,9	8,9	50,1	4,8	46,4	54,3	5,5	9,0	3,6	113,2	152,6
Cu	C _{макс} , г/т	182,0	59,0	7,1	7,9	34,0	15,9	72,8	72,7	16,6	15,9	8,5	>20000	78,6
Fe	C _{макс} , г/т	3490,0		17100,0	16900,0	88700,00	29900,0	96600,0	82900,0	6600,0	4800,0	5300,0	>20000	99630,0

Элемент	Параметр*	кварцит, ороекская свита (n=34)	филлит, ороекская свита (n=35)	доломиты, чебуклахская серия (n=22)	известняки, чебуклахская серия (n=111)	сланцы хлорит- сертицовые, юкагирская серия (n=34)	метаролиты, хакдонская серия (n = 93)	метабазальты, хакдонская серия (n = 42)	песчаники вулканомиктовые, Уянканская серия (n=18)	песчаники полевошпат- кварцевые, сялякинская свита (n=205)	сланцы мусковит- кварцевые, сялякинская свита (n=120)	сланцы дистен- мусковит- кварцевые,	мединый сланец, Ороек (n=29)	доломит с PbZn (n=9)
Mn	C _{макс} , г/т	0,7	251,0	2994,2	1507,1	1874,9	357,8	1789,5	1188,3	65,5	97,9	24,8	2789,5	>30000
Mo	C _{макс} , г/т		1,1	3,5	1,2	2,2	23,3	2,8	2,8	1,1	1,1	1,2	2,7	4,3
Nb	C _{макс} , г/т			-	-	-	26,0	17,0	-	-	-	<5		
Ni	C _{макс} , г/т	56,0	81,9	6,9	9,5	85,6	4,2	45,4	55,1	5,2	12,2	4,4	162,6	100,0
Pb	C _{макс} , г/т	299,0	41,5	70,7	4,4	18,1	9,8	12,2	7,9	19,6	3,5	8,9	443,2	1572,1
Sb	C _{макс} , г/т	3,2	3,2	13,0	12,8	10,7	7,2	14,2	9,8	12,0	12,1	19,9	7,5	
V	C _{макс} , г/т	12,2		5,0	5,0	83,6	5,0	204,4	164,7	5,0	51,2	5,0	198,1	30,0
Y	C _{макс} , г/т	132,0	14,6	-	-	-	69,0	57,0	-	-	-	<5	12,2	32,0
Zn	C _{макс} , г/т	735,6	339,0	68,8	8,8	99,1	24,2	180,1	246,4	9,3	11,6	6,6	342,1	1726,1
Zr	C _{макс} , г/т		158,8	-	-	-	570,0	289,0	-	-	-	150,0	11,4	29,0

*Здесь и далее: n – количество анализов, C_{геом} – среднее геометрическое содержание, Е – стандартный множитель, C_{макс} – максимальное содержание, КК – кларк концентрации. Прочерк означает отсутствие данных. Содержания Fe, Co, Ni, Mo, Cu, Zn, As, Pb, Sb, Mn, V определены анализом ICP-OES (лаборатория лаборатории ООО «Стюарт Геокемикл энд Эссей» г.Москва). Содержания Ba, Y, Zr, Nb определены рентгенофлуоресцентным анализом (лаборатория рентгеноспектрального анализа СВКНИИ ДВО РАН, г.Магадан), n= 29

Таблица 4-5. Геохимические спектры осадочных комплексов Приколымского и Омоловского террейнов

Возрастной индекс	Свита, толща	Породы	Спектры (по убыванию слева направо)					
Приколымский террейн								
J ₃	илиньтасская	туфопесчаники	Mo	Zn	V	Y		
C ₁	дилимская	известняки	Mn	Zn	Cu	Co	V	Ni
D ₃	лотосская	доломиты	Mn	Mo	V	Co	Cu	Zn
D ₂	сахинская	алевролиты	V	Cu	Co	Zn	Mo	Mn
V	сялякинская	песчаники субаркозовые	Zr	Sb	Mo	Ba	As	Nb
RF ₂	юкагирская	сланцы хлорит-серicitовые	Sb	Co	Fe	Mn	Mo	As
RF ₂	чебукулахская	известняки	Sb	Mo	Co	Fe	Ni	V
RF ₂	чебукулахская	доломиты	Sb	Mo	Mn	Pb	Fe	Ni
RF ₁	ороекская	сланцы хлоритоидные	As	Co	Mn	Sb	Zn	Zr
RF ₁	ороекская	кварциты	As	Mn	Sb	Co	Zr	Nb
PR ₁	уянканская	песчаники вулканомиктовые	Co	Sb	Fe	Mn	Mo	Zn
Омоловский террейн*								
J ₂	эмлынджинская	песчаники	Sb	Zn	Mo	Zr	Y	Mn
J ₁	токчикинская	вулканомиктовые песчаники и алевролиты	Sb	Zn	Mo	Zr	Y	Nb
J ₁	тумминская	туфопесчаники	Sb	Y	Mo	Zr	Mn	Y
T		алевролиты	Zn	Ba	Cu	Pb	Ni	Mo
P		алевролиты, песчаники	Sb	Mo	Zr	Ba	Y	Zn
C ₁₋₂	корбинская	углистые аргиллиты	Sb	Mo	Zr	Mn	Cu	Ni
C ₁	бургалийская	вулканомиктовые песчаники и алевролиты	Sb	Zn	Zr	Y	Ba	Mn
C ₁	ючугейская	известняки, песчаники, туффиты	Ba	Pb	Mn	Zr	Mo	Cu
D _{3-C₁}	крестикская	песчаники	Sb	Zn	Mo	Ba	Y	Cu
D _{3-C₁}	гурникская	туффиты	Sb	Ba	Zr	Mo	Ba	Y
RF ₂₋₃	заросшинская	известняки	Sb	Mn	Zr	Y	Ba	Cu
RF ₂₋₃	нюючалинская	кварцитопесчаники	Sb	Pb	Mo	Zr	Cu	Y

*B. H. Егоров, 2000ф

Таблица 4-6. Геохимические ассоциации верхнепротерозойских структурно-вещественных комплексов центральной части Приколымского террейна

Толща, порода	Ассоциации
Сяпкинская свита. Полевошпат-кварцевые песчаники	Fe, Co, Ni, Mo, Cu, Zn, Mn Pb, Sb
Сяпкинская свита. Серицит-кварцевые сланцы	Fe, Co, Ni, Mo, Cu, Mn, V As, Sb
Сяпкинская свита. Дистен-мусковитовые сланцы	Co, Ni, Zn, Cu, Mn
Хакдонская серия. Метариолиты	Ni, Mo, Sb
Юкагирская серия. Хлорит-серицитовые сланцы	Fe, Co, Ni, Zn, Pb, Mn, V Cu, Mo
Чебукулахская серия. Доломиты	Fe, Co, Ni, Mn As, Cu Pb, Zn
Чебукулахская серия. Известняки	Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Mn
Ороекская свита. Хлоритоидные сланцы	Cu, Pb, Mn, Sb Co, Ni, Zn Y-Zr
Ороекская свита. Кварциты	Cu, Co, Pb, Mn, Zn, Ni Y-Zr
Уянканская серия. Вулканомиктовые песчаники	Co, Mo, Mn Fe, Pb, Sb Ni, Zn V, Cu
Хакдонская серия. Метабазальты	Fe, Zn, Mn Co, Mo, V Ni, Cu Pb, Sb

выделяется юкагирская серия, метапелиты которой профилированы на широкий спектр элементов, что сближает их с черносланцевыми формациями (Юдович, Кетрис, 1994). Четко прослеживается металлогеническая специализация на Cu и Ni метабазальтов хакдонской серии. По уровню средних содержаний Cu и Zn они сопоставимы с колчеданоносными базальтами УЯВП (Дылевский, 1996). Специализацию базитов частично наследуют вулканомиктовые метапесчаники. Ассоциация Ni, Mo, Sb метариолитов отражает как их собственную геохимическую специфику, так и влияние базитовой составляющей. Весьма контрастно проявлена металлогеническая специфика доломитов чебукулахской серии на Pb, Zn и Cu при относительной «стерильности» известняков. Это является характерным для металлогенических зон и рудных узлов со стратиформным полиметаллическим оруденением (Давыдов, 2001; Справочное..., 1990; Шпикерман, 1987). Сидеро-литофильная геохимическая ассоциация Fe, Mn, (Co, Ni) является «сквозной» и наблюдается во всех изученных толщах. Халькофильная ассоциация Sb, (Pb, As), наблюдавшаяся в песчаниках и метабазальтах с учетом низких концентраций данных элементов может отражать наличие рассеянной эпигенетической сульфидной минерализации.

Сланцы и кварциты ороекской свиты, сформированные за счет размыва раннепротерозойских гипербазитов и гранитоидов, а также вмещающие стратиформную медную минерализацию (Шпикерман, 1996) вполне ожидаемо специализированы на Cu, Co, Zn, Mn, Ni, Y, Zr.

Концентрации химических элементов и состав геохимических ассоциаций в песчаниках, и развитых по ним последовательно серицит-кварцевых и дистен-мусковит-кварцевых сланцах, не различаются. Таким образом, сколь-нибудь значимого перераспределения рудного вещества при динамометаморфизме не наблюдается. Исключением является незначительное обеднение дистеновых сланцев Mn.

Геохимическая эволюция Приколымья, начиная с раннего протерозоя, характеризуется накоплением халькофильных элементов и ослаблением сидерофильности (таблица 4-5). Подобная тенденция характерна для рифейских формаций восточной части Северо-Азиатского кратона и его обрамления (Восточная Сибирь..., 2002). Наблюдается в вендских отложениях Приколымского поднятия и характерное для одновозрастных формаций кратона рассеяние халько- и сидерофильных элементов, а также образование кластогенных концентраций литофильных элементов, вероятным источником сноса для которых являлись анортозитовые комплексы (Шпикерман, 1998). Сопоставление геохимических спектров рифейско-вендских осадочных комплексов Приколымья со спектрами распределения химических элементов в Мировом океане в позднепротерозойское время (Large et. al., 2017) при их схожести, демонстрирует более высокий «градиент» накопления таких элементов как Mo и Sb. Вместе с наблюдавшимся дефицитом фемических элементов это свидетельствует о высоких темпах «сиализации» земной коры региона. Сходство геохимического облика Приколымского поднятия и восточной окраины Северо-Азиатского кратона свидетельствует о принадлежности их к единой геохимической области уже начиная с раннего протерозоя.

4.4. Рудоносность Приколымского террейна

Вещественные комплексы Приколымья вмещают разнообразные по составу рудные проявления (рисунок 4-9; таблица 4-6). Наиболее многочисленными и изученными являются месторождения и рудопроявления золота, которые сопровождаются россыпями. Достаточно широко распространены также жильные и стратиформные медные и полиметаллические рудопроявления, а также стратиформные железные руды.

Рудоносность Приколымского поднятия была установлена в 1933 году В. А. Цареградским и С. Д. Раковским, выявившими медную минерализацию, рудопроявления и россыпи золота (В. В. Васильев, 1936ф). Всего за 85 лет геологического изучения были открыты и разведаны 50 россыпных месторождений золота, в том числе 3 крупных и 10 средних. Они, вместе с коренными

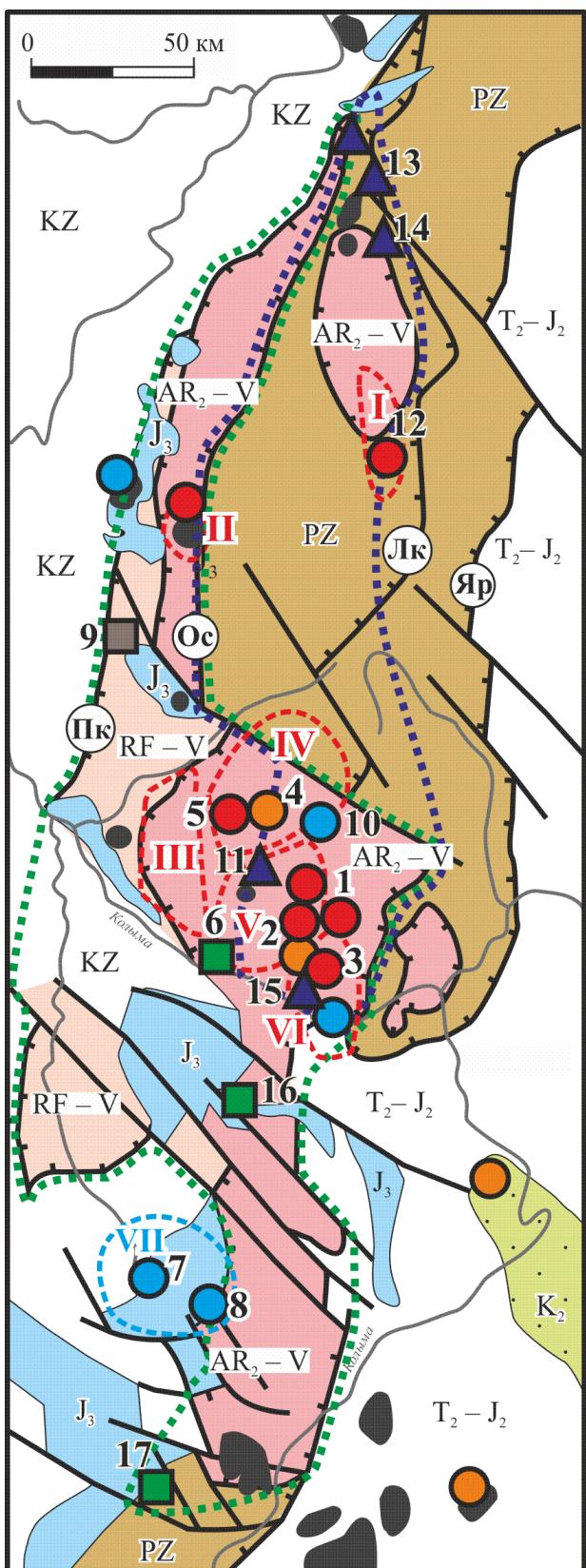


Рисунок 4-9. Минерагеническая схема Приколымского террейна (по В.И. Шпикерману, 1998, с изменениями и дополнениями): 1 – 9 – месторождения и рудопроявления различныхрудных формаций: 10 – золото-редкометалльные; 11 – золото-серебряные; 12 – медно-молибден-порфировые; 13 – стратиграфические свинцово-цинковые в карбонатных породах; 14 – медистые песчаники и сланцы; 15 – пластовые гематитовые руды; 16 – рудные узлы Au-Bi (а), Cu-Au-Ag (б): I – Каменский, II – Эджекальский, III – Чилистяхский, IV – Глуховский, V – Глухаринский, VI – Савельевский, VII – Праводуксундинский; 17 – металлогенические зоны: Ороекская Fe-Cu (а), Ярходонская Pb-Zn (б)

Буквенные обозначения разломов: Пк – Приколымский, Ос – Оссалинский, Лк – Лево-Каменский, Яр – Ярходонский

месторождениями и рудопроявлениями, группируются в шесть золоторудно-rossыпных узлов (рисунки 4-9, 4-10). Наибольшей продуктивностью среди рудно-rossыпных узлов характеризуется Глухаринский (далее – Глухаринский РРУ), в пределах которого сосредоточено более 60 % запасов россыпного золота и два разведанных коренных месторождения из трех, образован

Таблица 4-7. Рудные формации Приколымского террейна

Рудные формации		Продуктивные литодинамические комплексы*				Месторождения и проявления (в скобках номера на рисунке 4-16)
состав	возраст, млн лет	наименование	геотектоническая позиция	геодинамические обстановки	возраст, млн лет	
Au-Ag	—	басугуньинский гранодиоритовый (J_3)	УЯВП	активная окраина	154 – 150 (U-Pb)	Тимша (4)
Cu-Mo	—					Невидимка (7), Опыт (8), Глухое (10)
Au-редкометалльная	162 – 156 (Ar-Ar)	эджекальский гранит-гранодиоритовый (J_3)	Главный батолитовый пояс Колымы	коллизионная (амальгамация террейнов)	154 – 153 (U-Pb)	Надежда (1), Темный (2), Тый-Юрье (3), Глухаринское, Сохатиное (5), Лунное (12)
MVT Pb-Zn	—	терригенно-карbonатный (D_{2-3})	САК	пассивная окраина	—	Горное (13), Слезовка (14), Хая (11)
Си-песчаники	—	терригенно-карbonатный (R_{2-3})			—	Чебукулах (15)
Fe-стратиформная	—			рифтогенез на пассивной окраине	—	Ороек (6), Лучистое (16), Зеленый Пласт (17)
				пассивная окраина	—	Победа (9)

*обнаруживающие устойчивые пространственно-временные связи с рудными формациями

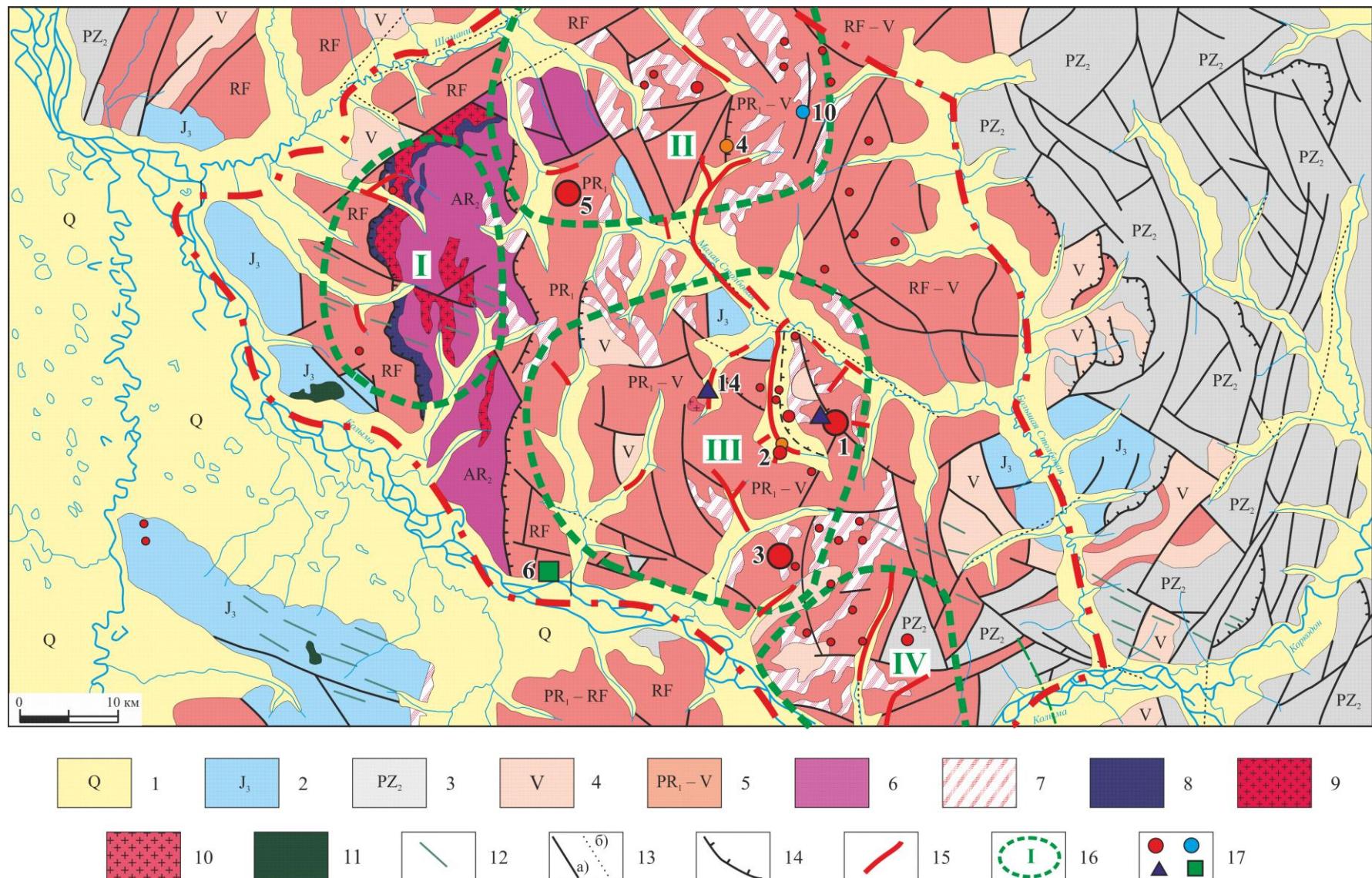


Рисунок 4-10. Карта полезных ископаемых междуречья Колымы-Шаманиха-Большая Столбовая (по В.М. Кузнецову и др., 1998, с изменениями)

Условные обозначения к рисунку 4-10: 1 – 14 – см. рис. 4-3; 15 – россыпные месторождения золота; 16 – рудно-россыпные узлы и их номера (I - Чилистяхский, II - Глуховский, III - Глухаринский; IV – Савельевский; 17 – месторождения, рудопроявления и пункты минерализации, номера см. таблицу 4-1.

золоторудными месторождениями Надежда, Тый-Юрье, рудопроявлениями Глухаринское, Темное и шестью россыпями (рисунок 4-11). Начиная с 1961 года в Шаманихо-Столбовском районе было добыто около 25 т россыпного золота; с учетом остаточных запасов общее количество золота в известных россыпях района оценивается в 50 т. Рассыпные месторождения на рассматриваемой территории остаются важными промышленными объектами, добыча золота из них продолжается и поддерживается в последние 10 лет на уровне сотен килограммов в год. Поиски на Приколымье золоторудных объектов на протяжении более чем 60 лет не давали положительных результатов. Первым успехом стало открытие в 1987 году и опоискование якутскими геологами в северо-западной части района рудопроявления Сохатиное (Протопопов, 1994). В 2009 – 2014 гг. в пределах Шаманихо-Столбовского района были выявлены и разведаны месторождения Надежда и Тый-Юрье (Глухов, 2013; Глухов и др., 2016; Бирюков, 2017), на которых в настоящее время проводятся опытно-эксплуатационные работы.

4.4.1. Золото-редкометалльная формация

Месторождения и рудопроявления золота золото-редкометалльной формации и сопровождающие их россыпи объединяются в два рудно-россыпных района – Шаманихо-Столбовской и Каменский. Шаманихо-Столбовской рудно-россыпной район расположен в центральной части Приколымского террейна (рисунок 4-10). Его контуры определяются размещением 46 россыпных месторождений, 10 месторождений и рудопроявлений золото-редкометалльной формации, а также большого количества пунктов минерализации золота. Пространственно району соответствует выделяемое по данным аэромагнитной съемки аномальное поле, характеризующееся повышенными значениями ΔT (рисунок 4-12) не имеющими аналогов на Приколымье и сопредельных структурах. В геофизических полях проявлены две крупные аномальные площади, характеризующиеся повышенными значениями ΔT и пониженными – ΔZ . Первая – Северная (междуречье Малая Столбовая – Глухой–Сохатиной) имеет четкие границы, вытянутые в субширотном направлении очертания; площадь около 400 км². В контуре аномалии отмечаются локальные понижения интенсивности поля ΔT . Вторая – Южная (междуречье Глухариной – Тый–Юрье – Ламутский Ороек) имеет более расплывчатые контуры, и близкую к изометричной форму; площадь около 300 км². Существование описанных аномальных площадей обусловлено слабо- и невскрытыми

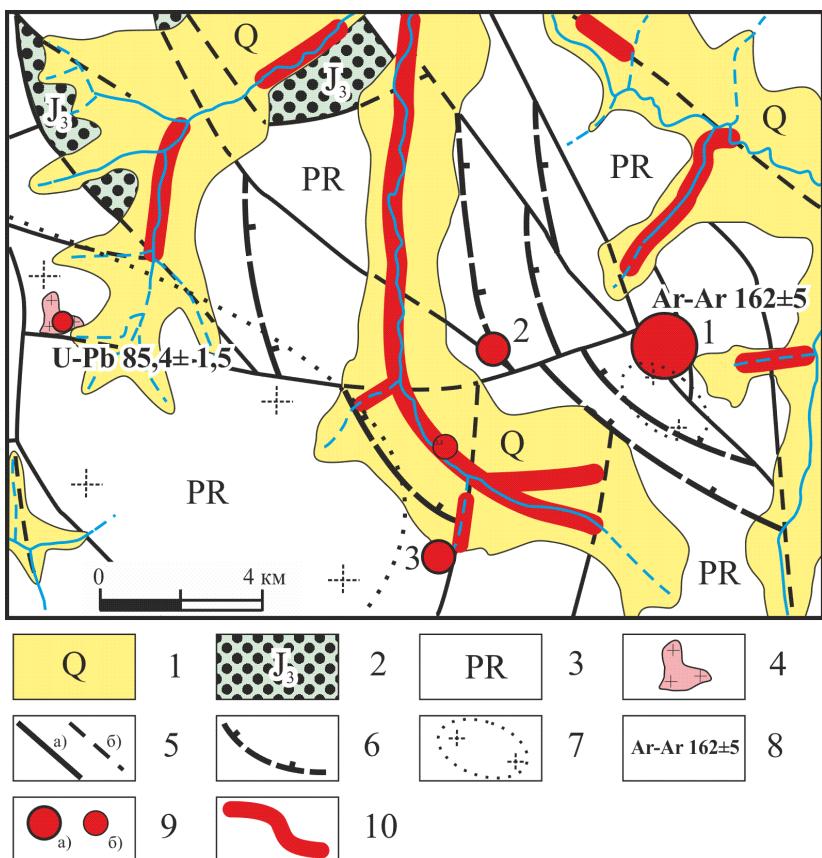


Рисунок 4-11. Геологическое строение Глухаринского рудно-rossыпного узла: 1 – четвертичные аллювиальные отложения; 2 – юрские конгломераты; 3 – метапелиты, метабазиты, карбонатные и кварц-полевошпатовые породы протерозоя; 4 – граниты; 5 – разрывные нарушения установленные (а), предполагаемые (б); 6 – надвиги; 7 – невскрытые гранитоидные интрузии, предполагаемые по геофизическим данным; 8 – изотопные возрасты циркона из гранитов (U-Pb) и серицита из рудных прожилков (Ar-Ar), млн лет; 9 – месторождения (а) (1 – Надежда), рудопроявления (2 – Глухаринское, 3 – Темный) и пункты минерализации (б) золота; 10 – россыпи золота

интрузивными массивами гранитоидов: Глуховским на севере, и Глухаринским на юге. В контурах аномальных площадей по геофизическим данным выделяются участки неглубокого залегания гранитоидов – до 1 км площадью 140 км² на севере и 90 км² на юге. Породы апикальной части Глухаринского интрузивного массива в центральной его части, вероятно, выходят на поверхность и слагают шток гранитов в верховьях руч. Хая. В западной части узла, на водоразделе Глухаринский – Юный – Надежда по геофизическим данным выявлены невскрытые гранитоидные интрузии общей площадью около 3 – 4 км² (Б. А. Курашов и др., 1993ф), которые, по-всей видимости, являются апофизами Глухаринского массива.

Как уже отмечалось, объекты Шаманихо-Столбовского района сгруппированы в четыре рудно-rossыпных узла: Глухаринский, Глуховский, Чилистяхский и Савельевский (рисунок 4-10). Узлы различаются по средним значениям крупности и пробности россыпного золота, которые для Глуховского узла составляют в среднем соответственно 1,25 мм и 900 ‰, для Глухаринского 0,73 мм и 870 ‰, для Чилистяхского 0,62 мм и 850 ‰ и для Савельевского 0,85 и 865 ‰. Наиболее богатые и крупные россыпи приурочены к фланговым частям рудно-rossыпных узлов; россыпи, располагающиеся в центральных частях узлов, значительно (на один-два порядка) беднее. Размещение рудопроявлений контролируется субширотными линеаментными зонами. Глухаринский и Глуховский рудно-rossыпные узлы пространственно совпадают со слабо вскрытными Глуховским массивом на севере и Глухаринским на юге.

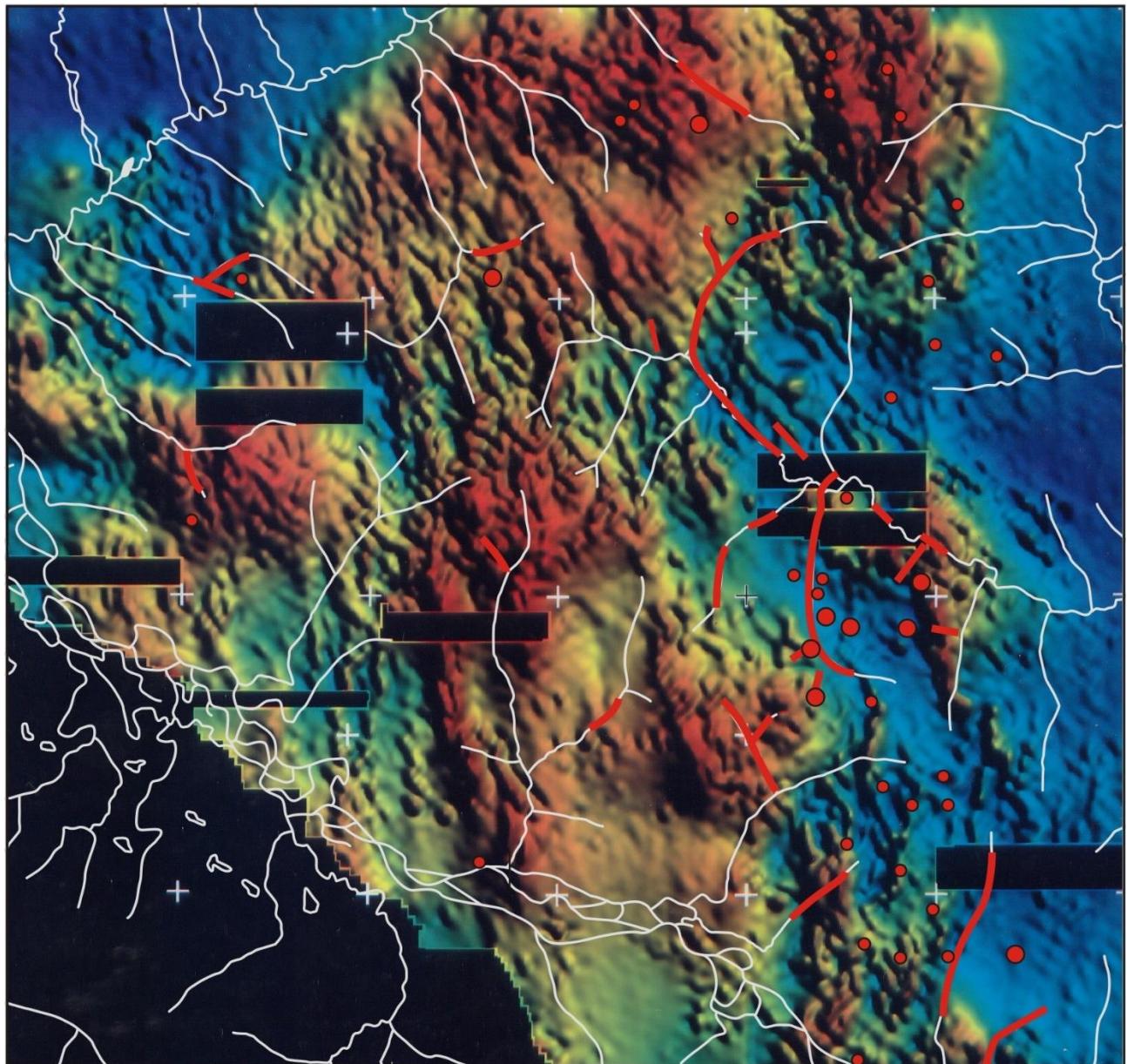


Рисунок 4-12. Карта магнитного поля Шаманихо-Столбовского рудно-rossыпного района (по материалам компании «BHP Resources», 1996 г.), Оттенки красного цвета соответствуют повышенным значениям ΔT , синего – пониженным

Глухаринский рудно-rossыпной (рисунок 4-11) в геолого-структурном отношении узел представляет собой пакет надвиговых чешуй, осложненный поздними крутопадающими разломами. В западной части узла докембрийские толщи прорваны штоком гранитов. Во внутренней части штока породы крупнозернистые порфировидные, в эндоконтактовой зоне мелкозернистые аплитовидные; сложены калиевым полевым шпатом, альбитом, кварцем, биотитом. U-Pb (SIMS) возраст гранитов 85,4 млн лет (М. М. Свириденко, В. И. Шпикерман, 2019ф).

Месторождение Надежда является наиболее изученным рудным объектом Приколымья (в 2009 – 2012 гг. пробурено около 40 км поисковых и разведочных скважин, рисунок 4-13). В



Рисунок 4-13. Общий вид месторождения Надежда. Снимок сделан в 2011 году во время разведки месторождения

геолого-структурном отношении рудное поле (рисунок 4-14) представляет собой пакет надвиговых чешуй, осложненный более поздними крутопадающими разрывами северо-западного, субширотного, субмеридионального и северо-восточного направлений (Глухов и др., 2012). Чешуи сложены нижнепротерозойскими риолитами, базальтами и песчаниками (хакдонская и уянканская серии), рифейскими мраморизованными известняками, доломитами (чебукулахская серия) и филлитами (юкагирская серия). Интрузивные образования представлены редкими маломощными (до 1 м) дайками позднемеловых долеритов, прорывающими рудные тела. По геофизическим данным (Б. А. Курашов и др., 1993ф), в южной части рудного поля на глубине около 1 км располагается шток гранитоидов.

Гидротермально-метасоматические изменения развиты локально. Ореолы слабо проявленной калиевой фельдшпатизации, наложенной на песчаники и сланцы встречаются на глубоких горизонтах (до 450 м). Вторым по значимости типом гидротермальных изменений является окварцевание. Оно выражается в «пропитывании» песчаников и сланцев кварцем вплоть до образования гидротермальных кварцитов. Наиболее широко ореолы интенсивно окварцованных пород развиты в северной части рудного поля. Оба охарактеризованных типа гидротермальных изменений развиты на удалении от рудных тел и не проявляют связи с оруденением. К собственно оклорудным изменениям относится образование кварц-светлослюдистых оторочек мощностью от первых миллиметров до первых сантиметров в зальбандах минерализованных сульфидно-кварцевых прожилков. Прожилково-жильные гидротермальные образования по минеральному составу и морфологии делятся на четыре группы. Первая - дорудные «альпийские» кварцевые прожилки и жилы (рисунок 4-15).

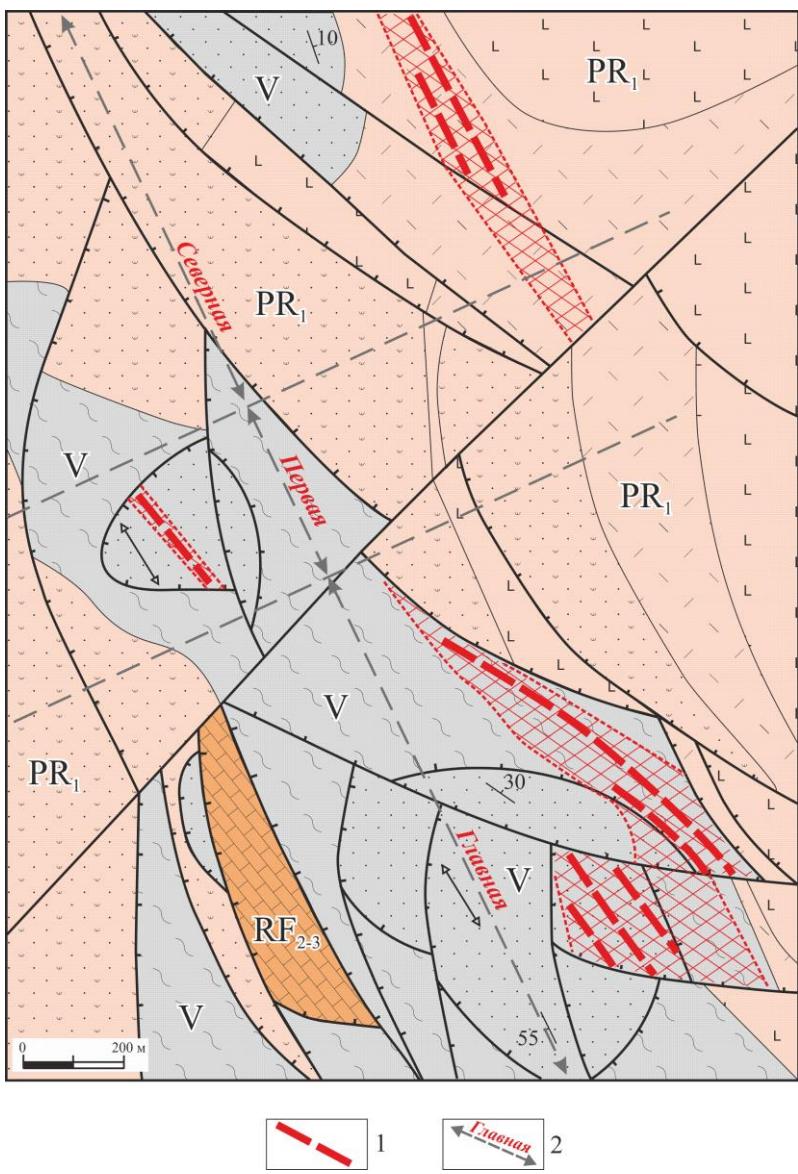


Рисунок 4-14. Схематический геологический план месторождения Надежда: 1 – зоны сульфидно-кварцевого прожилкования; 2 – рудные тела; 3 – рудные зоны месторождения и их наименования. Остальные условные обозначения см. на рис. 4-5

Невыдержаные, линзовидные, седловидные, птигматитовые; сложены белым крупно-, реже среднезернистым кварцем. Минерализация встречается крайне редко и представлена единичными зернами гематита и магнетита. Вторая - до- и пострудные прожилки мелко-тонкозернистого безрудного кварца. Маломощные, чаще всего прямолинейной морфологии. Текстура массивная, реже полосчатая. Сложенны серым полупрозрачным мелко-тонкозернистым кварцем; часто присутствует тонкая вкрапленность, реже игольчатые агрегаты турмалина. Третья - прожилки и маломощные жилы средне- и крупнозернистого белесого кварца с альбитом, карбонатом, сульфидами, лимонитом. Невыдержаные, линзовидные, седловидные, согласны со сланцеватостью. Четвертая - лимонит-сульфидно-кварцевые прожилки (рисунки 4-16, 4-17). Очертания прямолинейные, контакты четкие; рассекают слоистость и сланцеватость. Текстура прожилков кавернозная, друзовая, гребенчатая. Сложенны средне- и крупнозернистым кварцем, изометричными агрегатами гипидиоморфных кристаллов сульфидов (на 99 % - пирита), землистыми, ячеистыми агрегатами лимонита.

Доля сульфидов в них составляет в среднем до 1 %, на отдельных участках достигая 10 – 30 %. На участках сгущения прожилков они переходят в минерализованные брекчии с обломками вмещающих пород, в различной степени окварцованных и осветленных, в лимонит-сульфидно-кварцевом цементе. Руды в значительной степени затронуты процессами гипергенных изменений, и относятся к смешанным и окисленным.

За исключением безрудных жил первого типа, для подавляющего большинства прожилково-жильных гидротермальных образований характерны малые мощности – менее 0,1 м. Единственным продуктивным на золото типом гидротермалитов являются лимонит-сульфидно-кварцевые прожилки и брекчии. Они слагают субсогласные с залеганием вмещающих пород параллельно-сетчатые и сетчатые (по классификации Л. В. Фирсова, 1985) прожилковые



Рисунок 4-15. Дорудные «альпийские» кварцевые прожилки в кварц-серicitовых сланцах. Месторождение Надежда, скважины ND11-009 (вверху) и ND11-011 (внизу)

системы север-северо-западного простирания, мощностью от первых метров до десятков метров и шириной в плане до 100 м.

Все горные породы в пределах рудного поля, за исключением позднемеловых долеритов, в той или иной степени затронуты динамометаморфизмом зеленосланцевой фации и деформированы. Зоны пластических деформаций (интенсивного рассланцевания и смятия) характеризуются мощностью от десятков сантиметров до первых метров (рисунок 4-14), пологим, до горизонтального, залеганием и маркируют границы петрографически разнородных тектонических пластин, разделенных структурами сжатия – надвигами и взбросами. Зоны дробления и брекчирования имеют различную ориентировку и кинематику: часть из них имеет

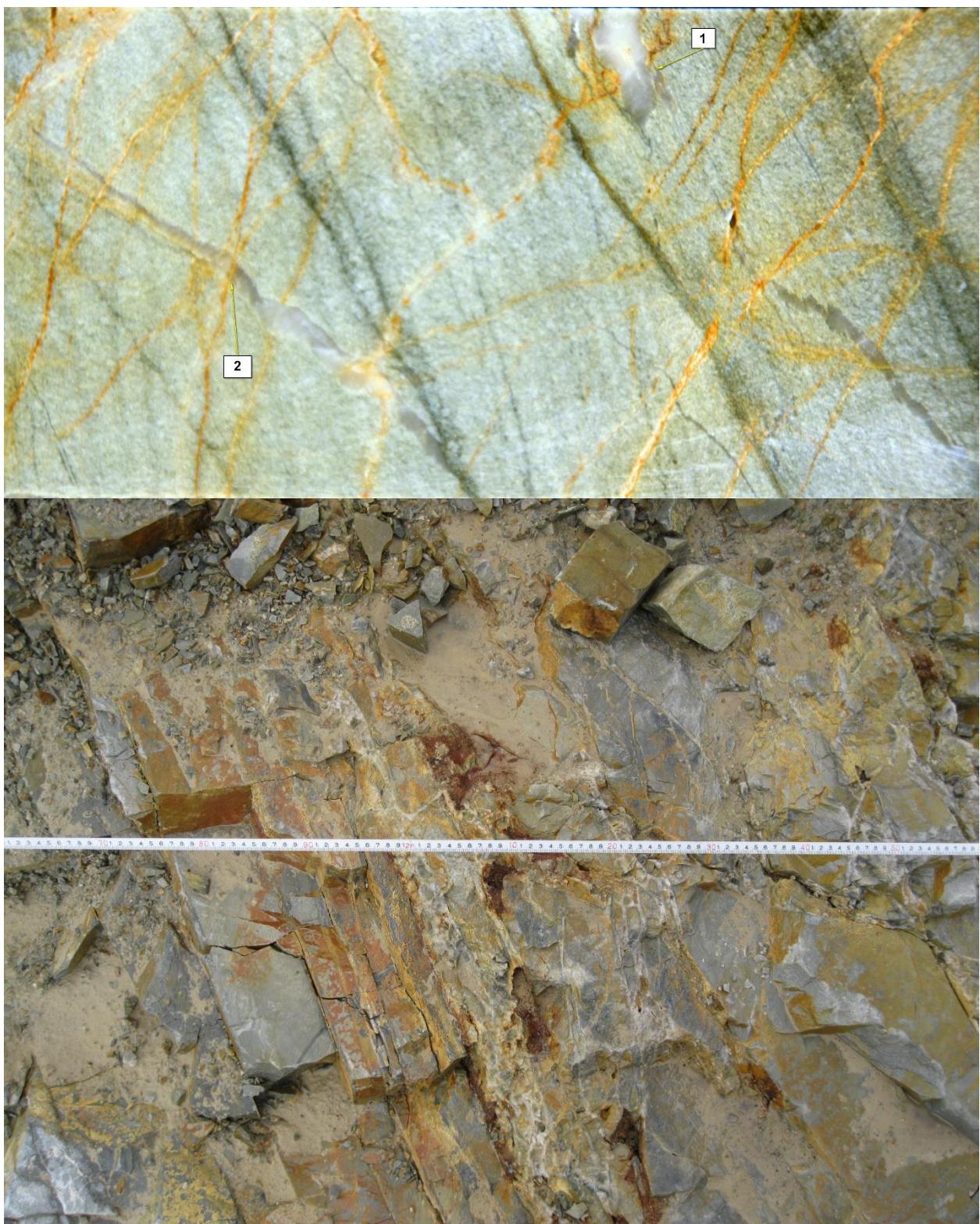


Рисунок 4-16. Рудоносные лимонит-сульфидно-кварцевые прожилки в керне (вверху) и траншее (внизу). Цифрами на верхнем снимке показаны пересечения продуктивных лимонит-кварцевых просечек прожилками мелкозернистого безрудного кварца (1) и наоборот (2). Месторождение Надежда. Скважина ND11-085, траншея 1, борозда 19

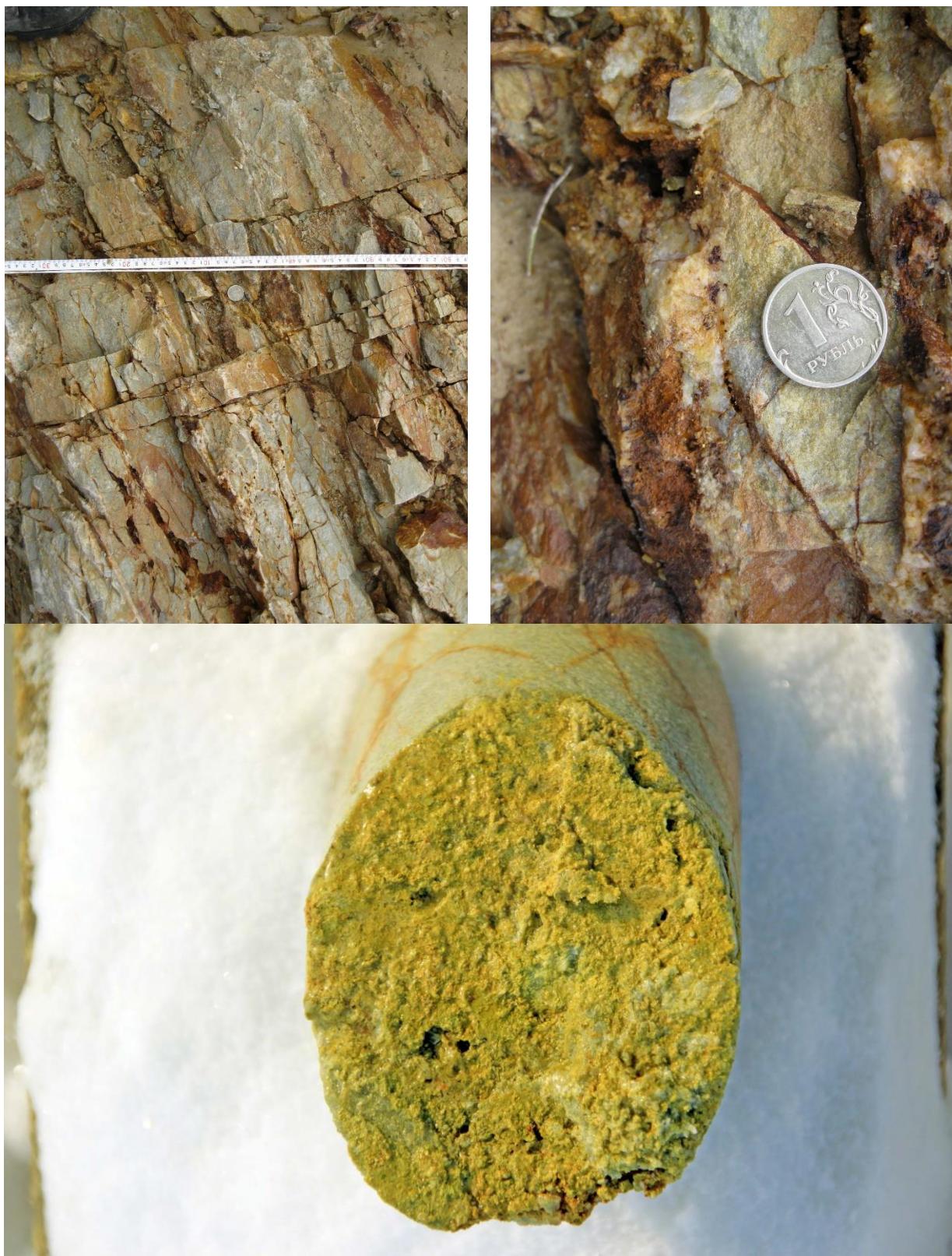


Рисунок 4-17. Рудоносные лимонит-сульфидно-кварцевые прожилки в траншее (вверху) и керне (внизу). Месторождение Надежда, траншея 1, борозда 19, скважина ND11-085

характерный сколовый облик, в то время как другие несут следы раскрытия, указывающие на формирование в условиях растяжения.

Надвиги представлены двумя морфологическими типами (генерациями). Первый - зоны интенсивного рассланцевания и смятия, которые не пересекают границы литостратиграфических подразделений и представляют собой послойные срывы. Амплитуды смещений по ним достигают сотен метров. Второй – зоны дробления, субпараллельные надвигам первой генерации и, в основном, развитые по их плоскостям. Пересекают границы литостратиграфических единиц и характеризуются небольшими амплитудами смещения – не более 30 – 50 м. Субвертикальные разломы как правило, смещают надвиги обеих генераций. Нарушения субмеридиональной ориентировки являются подновленными и представляют собой элементы крупной региональной структуры, подчеркивающейся ориентировкой долин водотоков. Структурный план месторождения осложняют пострудные крутопадающие разрывы более мелкого ранга – преимущественно сбросы на восточном фланге и взбросы на западном.

Складчатые деформации также играют большую роль в структуре рудного поля. Песчаники смяты в относительно крупную (амплитуда более 130 м) пологую ассиметричную антиклиналь с северо-западным ($290 - 320^\circ$) простиранием шарнира. Более мелкие складки широко распространены в пределах рудного поля, шарниры большинства из них субгоризонтальны и ориентированы в северо-западном и север-северо-западном направлениях. Надвиги и складки участвуют в едином структурном парагенезе, что и определяет их подобное залегание.

Основными рудоподводящими и рудоконтролирующими структурами являются региональные разломы субмеридионального и субширотного простирания, к сопряжению которых и приурочено месторождение. Как уже упоминалось выше, долгоживущие субмеридиональные структуры сформировались на докембрийском этапе геологической истории Приколымья (Третьяков, 2016; Шишkin, 1979). Более молодые субширотные тектонические структуры, определяющие размещение магматических и рудных образований Приколымского террейна, формировались в коллизионных условиях регионального тангенциального сжатия (Протопопов, 1997). Кинематическое взаимодействие разрывов с разными векторами смещений определило развитие структуры объемного растяжения в юго-западном квадранте от узла пересечения разломов. Возникновение подобных рудовмещающих структур, благоприятных для формирования рудных штокверков обосновано теоретически и воспроизведено экспериментально (Семинский и др., 2005).

Рудные тела месторождения Надежда представляют собой линзовидные и пластообразные залежи деформированных и гидротермально-измененных песчаников, насыщенных прожилками лимонит-сульфидно-кварцевого состава (рисунок 4-18). Границы рудных тел выделяются по

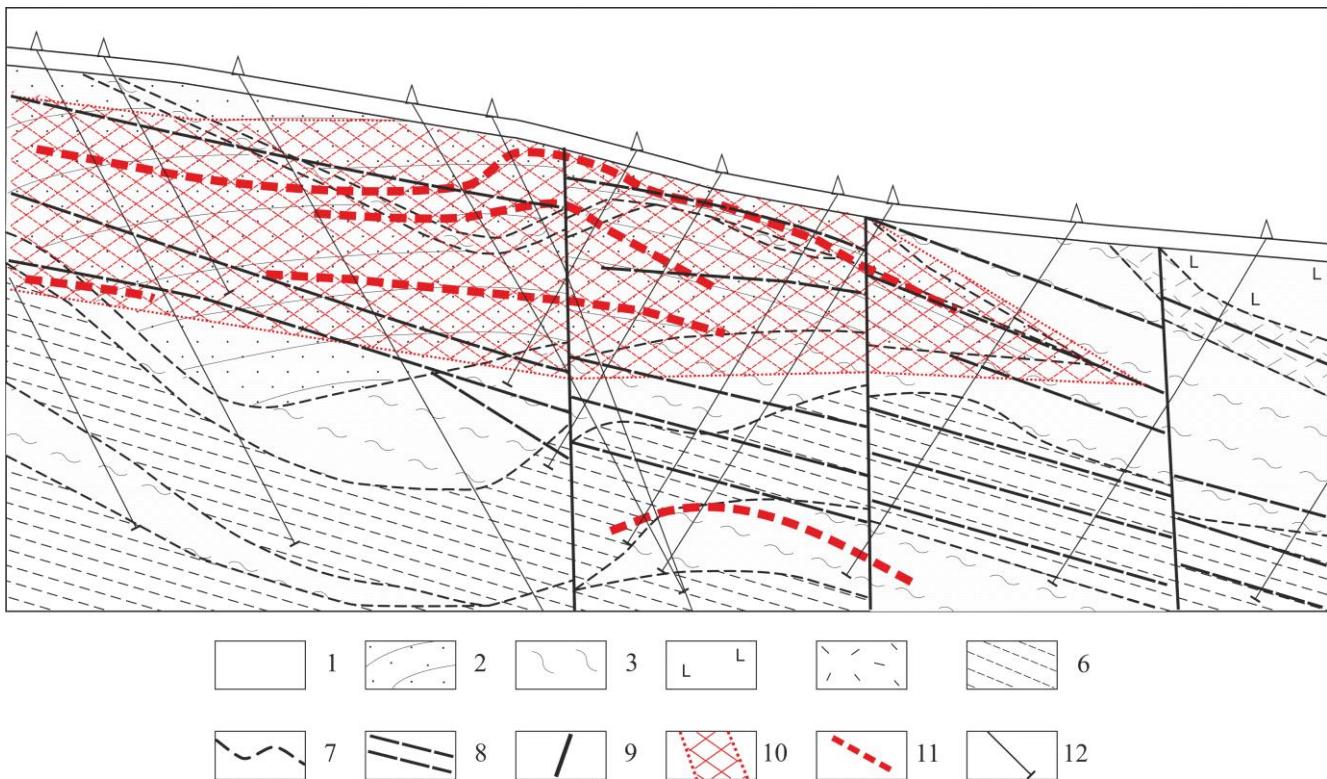


Рисунок 4-18. Морфология и условия залегания рудных тел месторождения Надежда в разрезе по разведочному профилю: 1 – рыхлые четвертичные отложения; 2 – песчаники; 3 – кварц-серицитовые сланцы; 4 – метабазальты; 5 – метариолиты; 6 – хлорит-серицитовые сланцы; 7 – зоны интенсивного рассланцевания и смятия; 8 – пологие зоны дробления; 9 – субвертикальные разломы; 10 – зоны лимонит-сульфидно-кварцевого прожилкования; 11 – рудные тела; 12 – скважины

данным опробования; по вертикали они тела образуют эшелонированную систему, прослеженную до глубины 150 м от поверхности. Протяженность Главной рудной зоны по простирианию более 400 м, ширина до 300 м, мощность до первых десятков метров. Вторая рудная зона располагается на западе рудного поля и представляет собой смещенный по системе разломов фрагмент Главной зоны. Мощность ее менее 2 м, ширина 30 – 50 м, по вертикали она фрагментарно прослеживается до глубины 150 м. По простирианию зона не прослежена. Северная рудная зона по простирианию прослежена на 750 м, по падению до глубины 100 м; мощность зоны 30 – 40 м, ширина более 150 м. Рудные тела вмещаются пологими надвиговыми зонами дробления; обогащенные их участки размещаются в замковой части антиклинальной складки и ограничены крутопадающими разломами, игравшими рудоподводящую роль.

Наиболее проявлен рудоконтролирующий структурный парагенезис в песчаниках, где он образован тремя составными частями: хрупкие надвиговые зоны дробления, антиклинальные складки в песчаниках, крутопадающие разломы северо-восточной и субмеридиональной ориентировки. Характерно, что на удалении от крутопадающих разломов пологие зоны дробления не содержат значимых концентраций золота, несмотря на развитие здесь ореолов окварцевания и сульфидизации. Большая часть рудных тел приурочена к метаморфизованным полевошпатово-кварцевым песчаникам с сохранившейся обломочной структурой. Наблюдаются

зависимости между продуктивностью рудных тел и гранулометрическим составом вмещающих пород, интенсивностью деформаций и степенью метаморфизма. Промышленные концентрации золота сосредоточены исключительно в разнозернистых песчаниках с долей обломочных (не деформированных при динамометаморфизме) зерен не менее 20 – 30 %. Не вмещают рудных тел горизонты песчаников, обогащенные цирконом, титаномагнетитом, ильменитом и развитые преимущественно в средних и нижних частях разреза. Пластины кварц-серицитовых сланцев, зоны интенсивного рассланцевания и смятия обрамляют рудные тела, играя роль плохо проницаемых экранов, вблизи которых происходило рудоконцентрирование. Именно здесь сосредоточены гнезда с содержаниями золота более 100 г/т. В пределах Северной рудной зоны рудные интервалы приурочены к слабо деформированным раннепротерозойским риолитам с хорошо сохранившейся порфировой структурой; экраном в данном случае послужили зоны плойчатых серицит-кварц-полевошпатовых сланцев и метаморфизованных базальтов. Мощности рудных тел и содержания золота здесь в 1,5 – 2 раза ниже по сравнению с Главной рудной зоной. Месторождение характеризуется высокой изменчивостью формы рудных тел и содержаний. Вертикальные мощности варьируют от 0,6 до 17 м, в среднем составляя 3 м, а содержания золота по пересечениям от 1 до 44 г/т.

Выделяются два текстурно-вещественных типа руд (Глухов и др., 2016). Первый – кварцito-песчаники и метариолиты с лимонит-сульфидно-кварцевыми прожилками. Прожилки прямолинейной морфологии, секущие слоистость либо сланцеватость, с четкими контактами. Текстура прожилков кавернозная, друзовая, гребенчатая. Они сложены гребенчатыми, друзьями и кавернозными агрегатами крупнозернистого кварца, изометричными агрегатами гипидиоморфных кристаллов сульфидов, пленками, землистыми, ячеистыми агрегатами лимонита. Доля сульфидов в них составляет в среднем до 5 %, на отдельных участках достигая 50 %. Второй – минерализованные брекчии с обломками кварцito-песчаников, в различной степени окварцованных, в лимонит-сульфидно-кварцевом цементе.

Вещественный состав руд месторождения Надежда детально был охарактеризован нами ранее (Глухов и др., 2016). Основными породообразующими минералами руд месторождения Надежда являются кварц, калиевые полевые шпаты, мусковит, турмалин и биотит; рудными – пирит и гематит. К редким минералам относятся халькопирит, галенит, сфалерит, пирротин, шеелит, блеклые руды, теллурорисмутит, самородное золото. Содержание рудных минералов как правило менее 1 %, редко поднимаясь до 2%. Пирит широко распространен в рудах. Выделяются две его генерации (рисунок 4-19). Пирит-1 идиоморфный, тонкокристаллический (0,1 – 0,2 мм), распространен во вмещающих рассланцеванных песчаниках. Содержит примеси As, Co, Ni, Sb (таблица 4-8). Пирит-2 образует скопления идиоморфных и гипидиоморфных кристаллов кубического и пентагондодекаэдрического габитуса, размерами от 0,1 до 1,5 мм. В прожилках он

интенсивно окислен. Теллурорисмутит встречен в виде включений в срастании с петцитом, гесситом, галенитом (рисунок 4-20). Арсенопирит мало распространен. Он образует редкие единичные включения мелких (до 0,1 мм) удлиненно-призматических кристаллов в жильном кварце. Галенит присутствует, преимущественно, в виде включений в самородном золоте, он образует округлые и ксеноморфные включения, нередко с характерной ярко выраженной спайностью. Халькопирит – редко встречающийся минерал и наблюдается преимущественно в виде включений в пирите, размером не более 50 мкм. Пирротин не образует самостоятельных

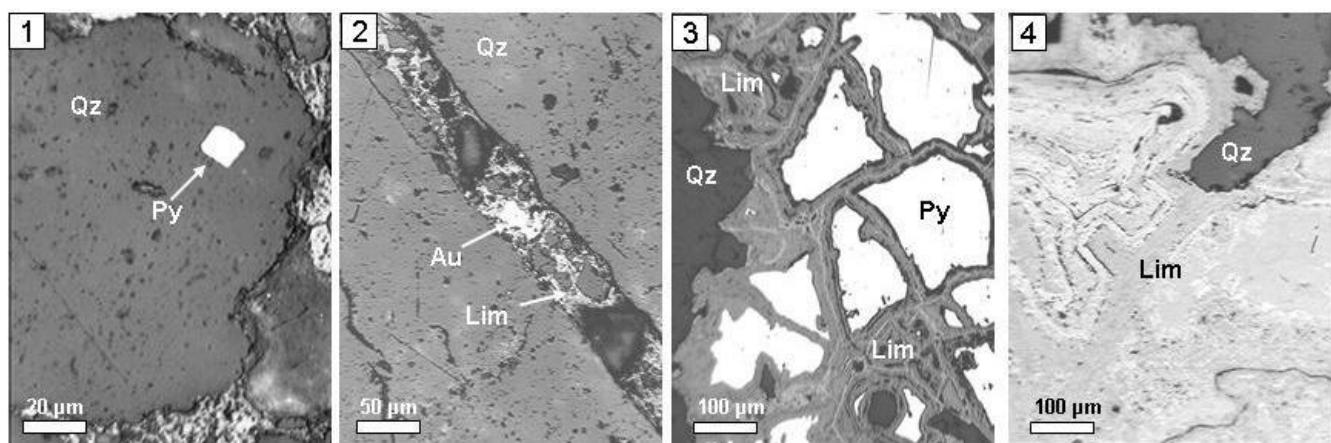


Рисунок 4-19. Разновидности пирита в рудах месторождения Надежда. 1 – идиоморфный кристалл неокисленного пирита-1, включенный в кластогенный кварц; 2 – прожилок в жильном кварце полностью окисленного пирита-2 в срастании с самородным золотом; 3 – катаклизированный и окисленный пирит-2; 4 – псевдоморфоза лимонита по пириту-2. Фото Н. Е. Саввы

выделений, но постоянно встречается в виде микровключений в пирите. Сфалерит отмечается в виде единичных ксеноморфных выделений размером до 0,5 мм в интерстициях кварца. Самородное золото характеризуется широкой дисперсией размеров выделений с преобладанием мелкого и тонкого; 55 % золота имеет крупность менее 0,074 мм. Из этого класса 48 % металла представлено частицами, крупность которых находится в диапазоне 15 – 25 мкм. Среди форм выделений золота преобладают интерстициальные формы – клиновидно пластинчатые, комковидно-угловатые, комковидно-уплощенные с неровной ячеистой поверхностью, в отдельных случаях ажурные; встречаются также кристаллы и их сростки. По пробности и цвету выделяются две группы самородного золота: умеренно высокопробное (876 – 897 %) и высокопробное (928 – 987 %); преобладает умеренно высокопробное золото. Наиболее часто золото ассоциирует с окисленным пиритом и лимонитом; значительно отмечается его срастания с кварцем и окисленным теллурорисмутитом. Минералы теллура (теллурорисмутит, гессит, петцит) наряду с галенитом, часто образуют в золоте включения.

Таблица 4-8. Химический состав основных рудных минералов месторождения Надежда по данным микрозондового анализа (Глухов и др., 2016)

№ анализа	Концентрация элементов в мас.%						Сумма
	Fe	S	As	Co	Sb	Ni	
Пирит							
1	47,81	52,52	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	100,33
2	48,04	52,25	н.о.	0,1	н.о.	н.о.	100,39
3	47,57	52,64	н.о.	0,14	0,04	н.о.	100,39
4	45,45	53,83	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	99,46
5	45,78	52,46	н.о.	0,08	0,04.	0,08	98,81
6	45,24	53,29	н.о.	0,09	н.о.	0,03	98,73
Самородное золото							
	Ag	Au	Cu	Hg	Bi	Te	Сумма
1	7,58	93,13	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	100,71
2	8,42	91,25	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	99,67
3	7,99	92,31	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	100,30
4	7,91	91,51	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	99,42
5	7,80	93,39	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	101,19
6	7,79	93,06	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	100,86
7	7,95	93,28	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	101,23
8	2,81	98,58	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	101,39
9	3,71	96,17	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	101,37
10	3,54	96,44	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	99,98
11	2,85	97,20	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	100,10
12	16,90	81,58	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	98,48
13	9,68	90,29	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	99,96
14	10,06	90,40	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	100,46
Галенит							
1	Pb	S	Sb	Bi	Ag		Сумма
2	90,65	9,36	-	-	-	-	100,01
3	89,75	9,28	-	-	-	-	99,03
Теллуровисмутит							
	Te	Bi	-	-	-	-	Сумма
1	43,4	54,98	-	-	-	-	98,38
2	44,12	55,89	-	-	-	-	100,01
3	43,58	53,71					97,30
Петцит							
	Ag	Au	Te	-	-	-	Сумма
1	42,56	24,15	33,26	-	-	-	99,96
2	39,43	28,32	30,96	-	-	-	98,71
Гессит							
1	61,79	5,94	33,56	-	-	-	101,29
2	61,66	5,51	33,18	-	-	-	100,35
Нестехиометрический козалит?							
	Ag	S	Cu	Pb	Bi		Сумма
1	н.о.	10,62	9,30	36,02	44,07		100,01
2	6,76	14,34	2,67	26,41	49,84		99,22
3	11,94	8,22	н.о.	25,39	54,44		100,00

*н.о. – элемент не обнаружен, (-) – элемент не определялся

Руды формировались в одну стадию на фоне плавного падения температуры и последовательного повышения парциального давления серы, а затем ее снижения. Рудоотложение проходило в следующей последовательности: кварц → пирротин + халькопирит → пирит + арсенопирит → галенит + сфалерит → теллурорвисмутит + петцит + гессит → самородное золото.

Термобарогеохимические исследования показали (Глухов и др., 2016), что руды месторождения Надежда формировались в закрытой системе на фоне регрессии температур от

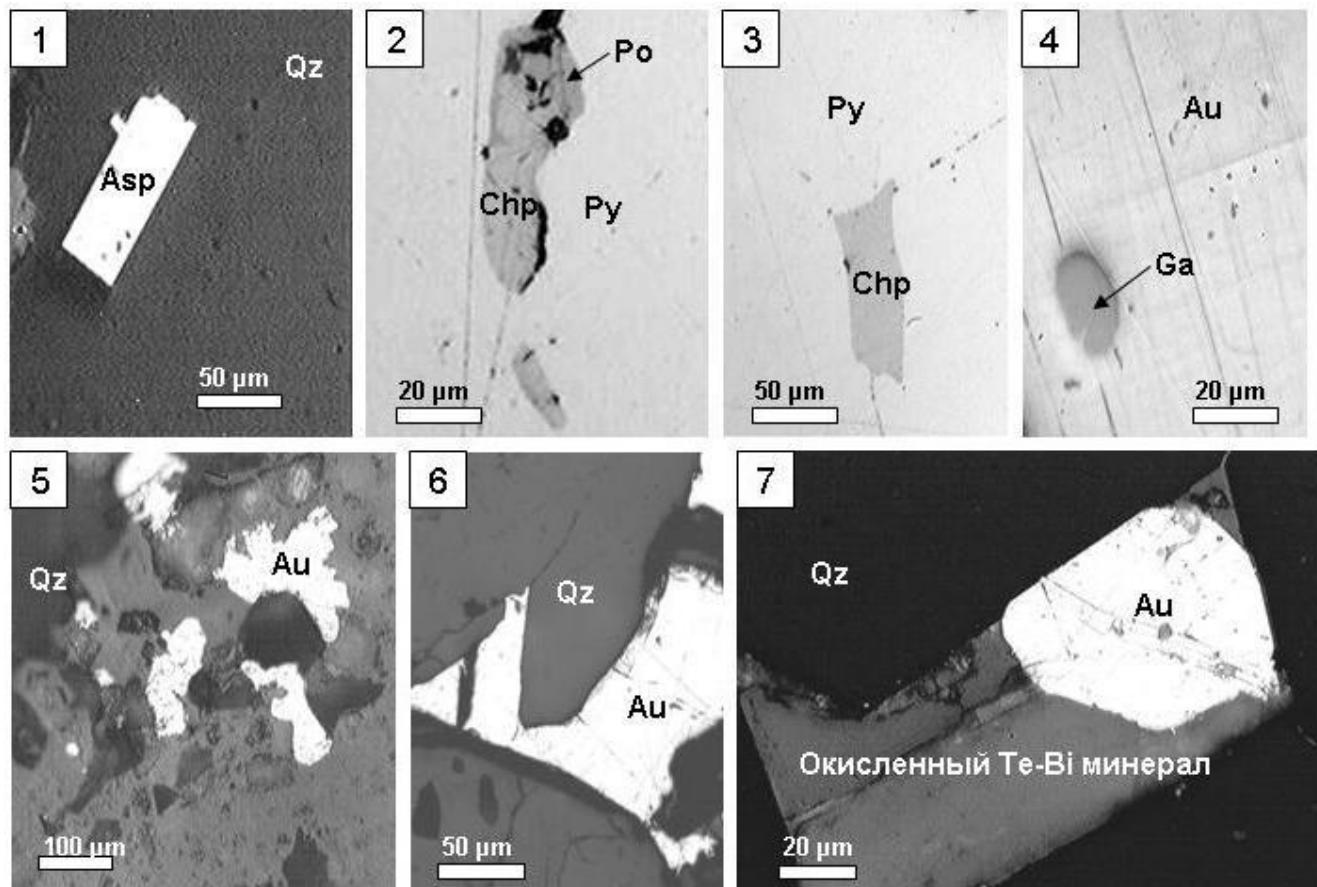


Рисунок 4-20. Срастания рудных минералов. 1 – идиоморфный кристалл арсенопирита в кварце; 2, 3 – ксеноморфные включения пирротина и халькопирита в пирите; 4 – округлое включение галенита в самородном золоте; 5 – срастание самородного золота с лимонитом; 6 – интерстициальное выделение самородного золота в кварце; 7 – срастание идиоморфного кристалла самородного золота с окисленным теллурорвисмутом в интерстиции кварца. Фото Н. Е. Саввы

340 до 146°C, из среднеконцентрированных (3,0 до 9,5 мас. % экв. NaCl) углекислотно-водно-солевых растворов, в состав которых входили вадозные воды, при давлениях 0,6 – 1 Кб. Это позволяет отнести рудную систему месторождения к классу закрытых, формирующихся без тектонической связи с поверхностью, где основной составляющей флюидного давления является давление газов (Прокофьев, 2000). Данный вывод хорошо согласуется с пологим залеганием

рудных тел и указывает на значительное проявление процесса термостатирования при формировании руд. Последний явился следствием геологической структуры рудного поля, представляющей собой пакет надвиговых чешуй, и определил своеобразие морфологии рудных тел месторождения.

Геохимический спектр руд: Au-Pb-As-Cu-Zn-Co-Ag-Bi-Mo. Факторный анализ показывает состав продуктивной геохимической ассоциации: Au-Ag-As-Cu-Bi-Te. Рудные тела и столбы Главной зоны маркируются повышенными содержаниями (в г/т): As (<1740), Bi (<83), Te (<51), Pb (<5089 г/т); для Северной зоны характерны повышенные концентрации Cu (<5928 г/т) и Mo (<46 г/т). Фельдшпатизированные породы на глубоких горизонтах (<400 м) содержат повышенные концентрации Mo (<104 г/т), Co (<205 г/т) и W (<239 г/т).

Рудное поле характеризуется хорошо выраженной минералого-геохимической зональностью – латеральной и вертикальной (рисунок 4-21). Наиболее контрастно она проявлена в типоморфизме самородного золота. Северная рудная зона, вмешаемая риолитами, характеризуется наивысшей пробой самородного золота (946 – 987 %) и наименьшей его медианной крупностью. Высокая пробы золота (911 – 950 %) и наиболее высокая медианская крупность (более 0,5 мм) характерна для Второй рудной зоны, которая к тому же характеризуется наиболее высоким гипсометрическим положением (абс. отм. + 550 м). В пределах Главной рудной зоны на горизонте 500 – 550 м пробы и крупность золота плавно снижаются с северо-запада на юго-восток и по вертикали сверху вниз, достигая минимума ниже горизонта 450 м. Подобным же образом в пространстве изменяется вид геохимического спектра рудных зон и значения коэффициента зональности. Интенсивная зональность ограничивает общий вертикальный размах оруденения до 100 – 150 м.

В целом, анализ минералого-геохимической зональности показывает сосредоточение богатого оруденения с крупным и высокопробным золотом на высоких горизонтах наименее эродированных рудных зон. Степень эродированности рудных зон увеличивается с юго-востока на северо-запад, что создает картину плавного пологого склонения оруденения в юго-восточном направлении. В поперечном сечении пологое падение рудных зон определяет асимметрию первичных ореолов с накоплением надрудных элементов в юго-западном, а подрудных - в северо-восточном крыльях.

Главные минералого-геохимические характеристики месторождения Надежда (существенно кварцевый состав руд, их малая сульфидность, ассоциация золота с сульфидами Fe, Cu, Pb, Zn, высокие золото-серебряное отношение и пробы самородного золота) определили отнесение его предшественниками к золото-кварцевой формации (Горячев, Жилин, 1983; Горячев, 1992; Горячев, 1998; Жилин, Горячев, 1984). В то же время ранее в литературе приводились сведения о присутствии в рудах тетрадимита, присутствии в самородном золоте

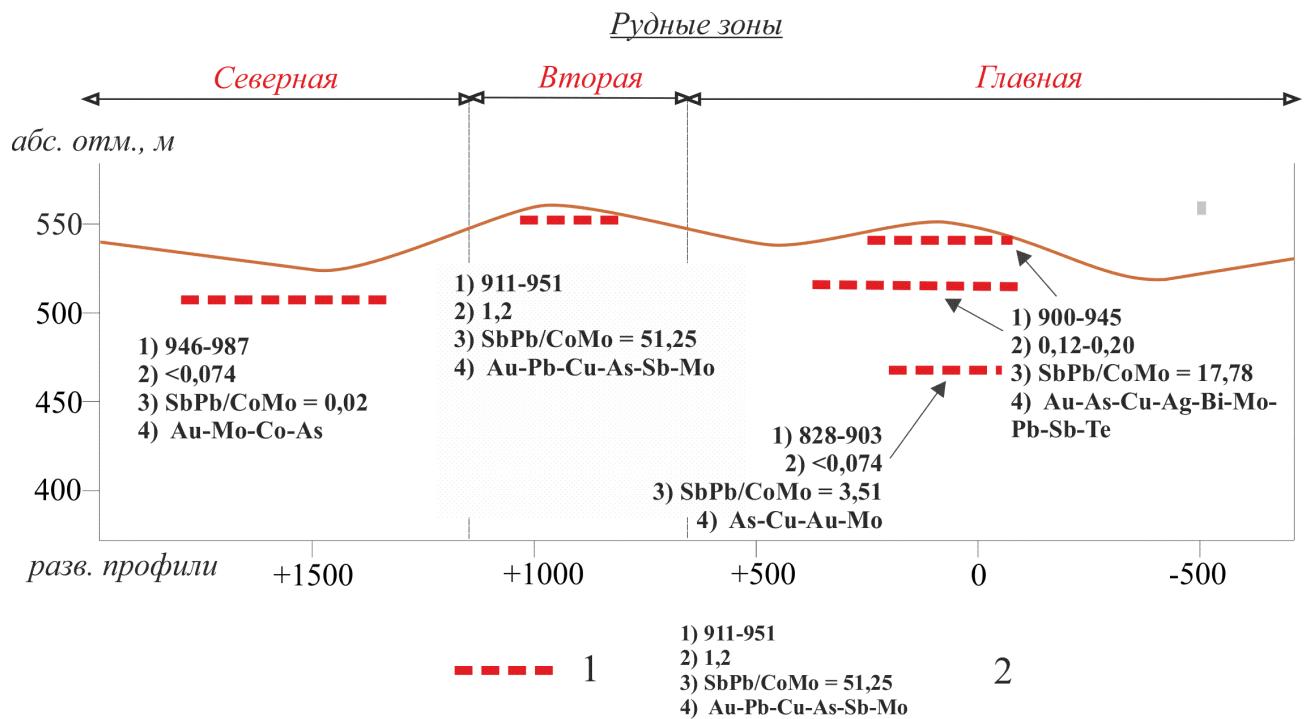


Рисунок 4-21. Минералого-геохимическая зональность месторождения Надежда: 1 – рудные тела; 2 – параметры (1 – пробность золота, %, 2 – средняя крупность золота, мм, 3 – значение коэффициента зональности, 4 – геохимический спектр)

примесей Bi (до 0,026 %) и Te (до 0,01 %) (Литвиненко, 2007), в галените – Ag (0,9 %) и Bi (2,9 %; Горячев, 2003). Золото из руд, а также из верхнего отрезка россыпи руч. Глухариной, коренным источником которого являются рудные тела месторождения Надежда, содержит включения теллурорисмутита, волынскита, петцита, гессита (Глухов и др., 2018). Состав элементов-примесей в ассоциирующем с самородным золотом пирите-2 (повышенные концентрации As, Co, Ni), свидетельствует о высоких температурах рудоотложения (Типоморфизм..., 1989, 2003). Рудное поле характеризуется контрастной зональностью. Все это позволяет отнести месторождение к золото-редкометалльной формации в соответствии с существующими систематиками (Гамянин, 2001; Горячев, 2003). Ассоциирующие магматические образования представлены глубоко залегающей гранитоидной интрузией, проявленной как в геофизических полях (рисунок 4-19), так и развитием на глубоких горизонтах месторождения фельдшпатизации калиевого профиля, сопровождающейся повышенными концентрациями «гранитогенных» элементов – Mo и W. Контрастная вертикальная зональность рудного поля объясняется эффектом термостатирования, возникшим вследствие особенностей геологической структуры рудного поля, представляющей собой пакет литологически разнородных тектонических пластин. Следует также добавить, что по имеющимся данным (Mair et al., 2011) различия между золото-кварцевой («orogenic gold») и золото-редкометалльной («granitoid-related») формациями при рассмотрении в масштабе месторождения могут быть неявными по причине схожести составов руд, окорудных ореолов и флюидных включений.

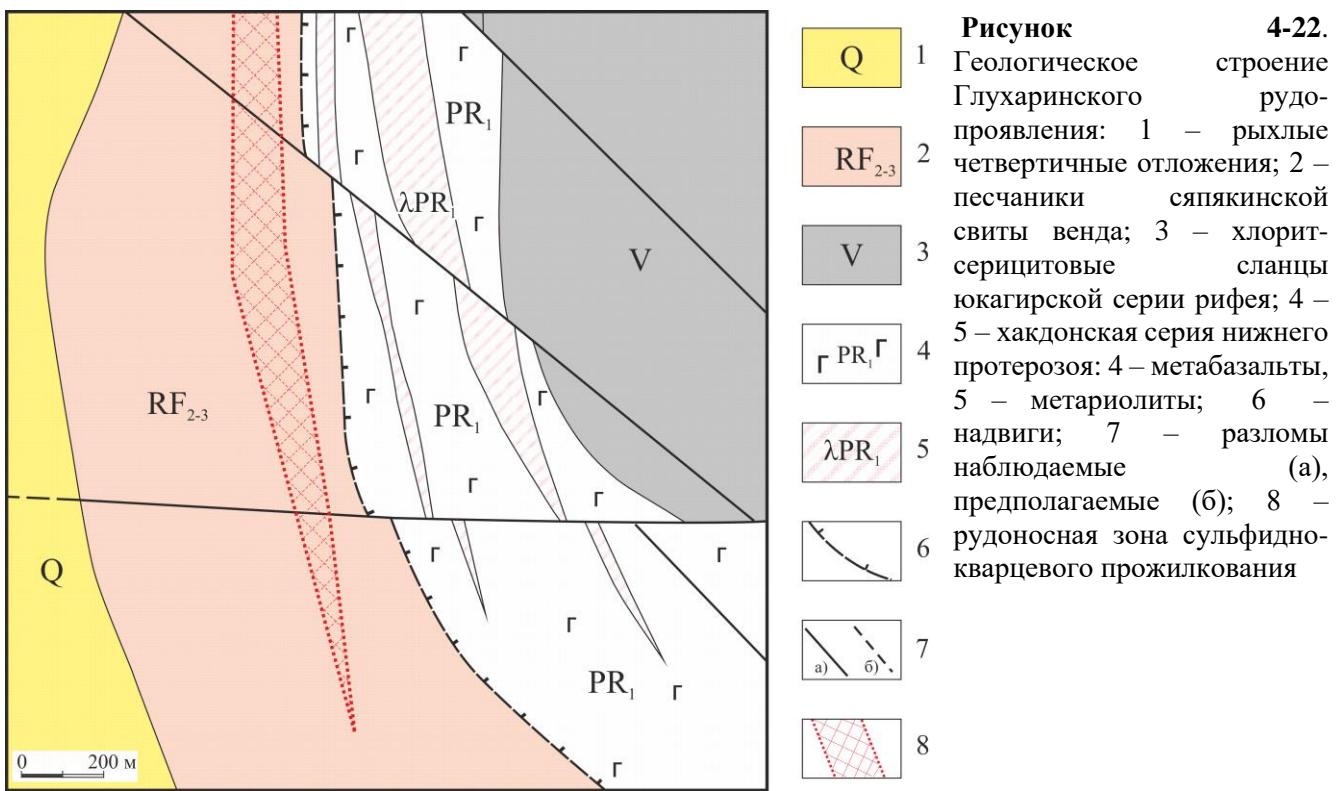
Ключевыми критериями отличия золото-редкометалльного оруденения являются наличие выраженной зональности в распределении рудных элементов и минералов, а также интенсивного температурного градиента в период рудообразования.

Месторождение Надежда отличается своеобразием геологической структуры и морфологии рудных тел. Оно определяется, с одной стороны, строгим литолого-петрографическим контролем оруденения, которое вмещается песчаниками определенной гранулометрии и степени метаморфизма, что обусловило близкую к стратиформной морфологии рудных тел. С другой - столь же строгим структурным контролем минерализации, которая носит штокверковый характер и локализована в пологих зонах дробления, рассекающих замковую часть антиклинальной складки. Это делает затруднительным поиск объектов-аналогов. Примеры преимущественной локализации прожилковых руд среди горизонтов и пачек благоприятных по физико-механическим свойствам песчаников известны и многочисленны. Хрестоматийным примером такого рода является Никитовское ртутное месторождение (Рудные..., 1976); среди золоторудных объектов следует отметить «стратоидные залежи» Федоровско-Кедровского рудного поля в Кузнецком Алатау (Конышев, 2006) и «ленточные» и «пластовые» штокверки Лево-Дыбинского месторождения Южного Верхоянья (Кокин, 2005). Однако на всех этих объектах рудовмещающие горизонты песчаников разделены пачками пластичных сланцев, играющих роль литологических экранов, а эшелонированное размещение рудных тел по вертикали обусловлено взаимным чередованием этих пород по разрезу. На месторождении Надежда большинство рудных тел, расположенных также эшелонировано по вертикали, сосредоточено в пределах одной относительно монотонной пачки песчаников, слагающей тектоническую пластину мощностью более 100 м, внутри которой по разрезу изменяются лишь гранулометрический состав и степень деформированности.

Глухаринское рудопроявление характеризуется совмещением в рудах минеральных парагенезисов золото-редкометалльной и золото-серебряной формаций (таблица 4-9). Рудопроявление (рисунок 4-22) приурочено к зоне надвига, разделяющего тектонические пластины различного состава и вмещается рифейскими хлорит-серicitовыми сланцами с прослойями кварцитов. Рудные тела представлены линзовидно-пластообразными залежами деформированных кварцитов и сланцев, насыщенных прожилками лимонит-сульфидно-кварцевого состава. Геохимический спектр руд: Au-Ag-Pb-Sb-Bi-As-Cu; они содержат повышенные концентрации Cu (<459 г/т), Te (<33 г/т), Bi (<67 г/т). Содержания золота достигают 14 г/т (в среднем 1–3 г/т); золото-серебряное отношение составляет 4 – 4,5. Самородное золото мелкое, средняя крупность менее 0,1 мм. По данным Н. Е. Саввы, в рудах присутствуют две его генерации. Умеренно-высокопробное золото (802 – 953 %) образует интерстициальные чаще всего монокристаллические выделения. Низкопробное золото (361 – 683 %) имеет

Таблица 4-9. Минеральные ассоциации руд Глухаринского рудного-россыпного узла

Этап	Месторождения, рудопроявления			
	Надежда		Глухаринское	
	Ассоциация	Минералы	Ассоциация	Минералы
Дорудный гидротермальный	турмалин-кварцевая	турмалин, мусковит, кварц, гематит, арсенопирит, шеелит, пирит-I	карбонат-турмалин-кварцевая	кварц, серицит, турмалин, кальцит, доломит, анкерит, сидерит, пирит-I, арсенопирит
Рудный гидротермальный	пирит-халькопиритовая	пирит-II, халькопирит, арсенопирит, сфалерит	пирит-халькопиритовая	пирит-II, халькопирит, сфалерит
	золото-теллуридная	самородное золото, галенит, теллуровисмутит, гессит, петцит	золото-висмутовая	самородное золото, висмутин, висмут самородный, блеклая руда
Рудный гидротермальный низкотемпературный			золото-акантитовая	электрум, кюстелит, акантит, агвиларит, ютенбогардит, киноварь
Гипергенный		теллураты, сульфаты Fe, халькозин		ярозит, марказит, гидрогематит, халькозин, ковеллин, лимонит, англезит, малахит, азурит, хризоколла



Рисунок

- 4-22. 1 Геологическое строение Глухаринского рудо-проявления: 1 – рыхлые четвертичные отложения; 2 – песчаники сяпякинской свиты венда; 3 – хлорит-серicitовые сланцы юкагирской серии рифея; 4 – 5 – хацдонская серия нижнего протерозоя: 4 – метабазальты, 5 – метархиолиты; 6 – надвиги; 7 – разломы наблюдаемые (а), предполагаемые (б); 8 – рудоносная зона сульфидно-кварцевого прожилкования

неяснозональную структуру, содержит включения акантита и сульфосолей серебра. Минерализация сопровождается метасоматитами, в составе которых выделены две минеральные ассоциации (Василенко, Глухов, 2001): кварц-флогопит-карбонатная минеральная ассоциация и кварц-карбонат-серicitовая. Обе ассоциации содержат значительные количества пирита (до 10 %).

Месторождение Тый-Юрье расположено на южном фланге Глухаринского узла, в правом борту долины одноименного ручья, в 18 км к югу от месторождения Надежда. Рудное поле (рисунок 4-23) месторождения сложено главным метавулканитами хацдонской серии нижнего протерозоя – хлоритовыми сланцами, метабазальтами и метархиолитами. Они перекрываются кварцито-песчаниками сяпякинской свиты венда. Структура участка определяется сочетанием пологих надвигов двух систем – доминирующей северо-восточной (с северо-западным падением плоскостей сместителей) и северо-западной (юго-западного падения). К зоне северо-восточного надвига приурочены рудные тела, представленные эшелонированными по вертикали залежами деформированных и гидротермально-измененных метархиолитов, насыщенных прожилками сульфидно-кварцевого состава. Мощность рудных тел варьирует от 1 до 5 м, падение пологое (15 – 25°) на юго-восток. Прослежены по простирации на 500 метров, по вертикали на глубину до 60 м. Содержание золота в прожилках от десятых долей до 20,8 г/т, в единичных случаях до 217,7 г/т. Руды убогосульфидные, рудные минералы представлены гематитом, пиритом, пирротином, арсенопиритом, галенитом, халькопиритом, тетрадимитом, гесситом, петцитом,

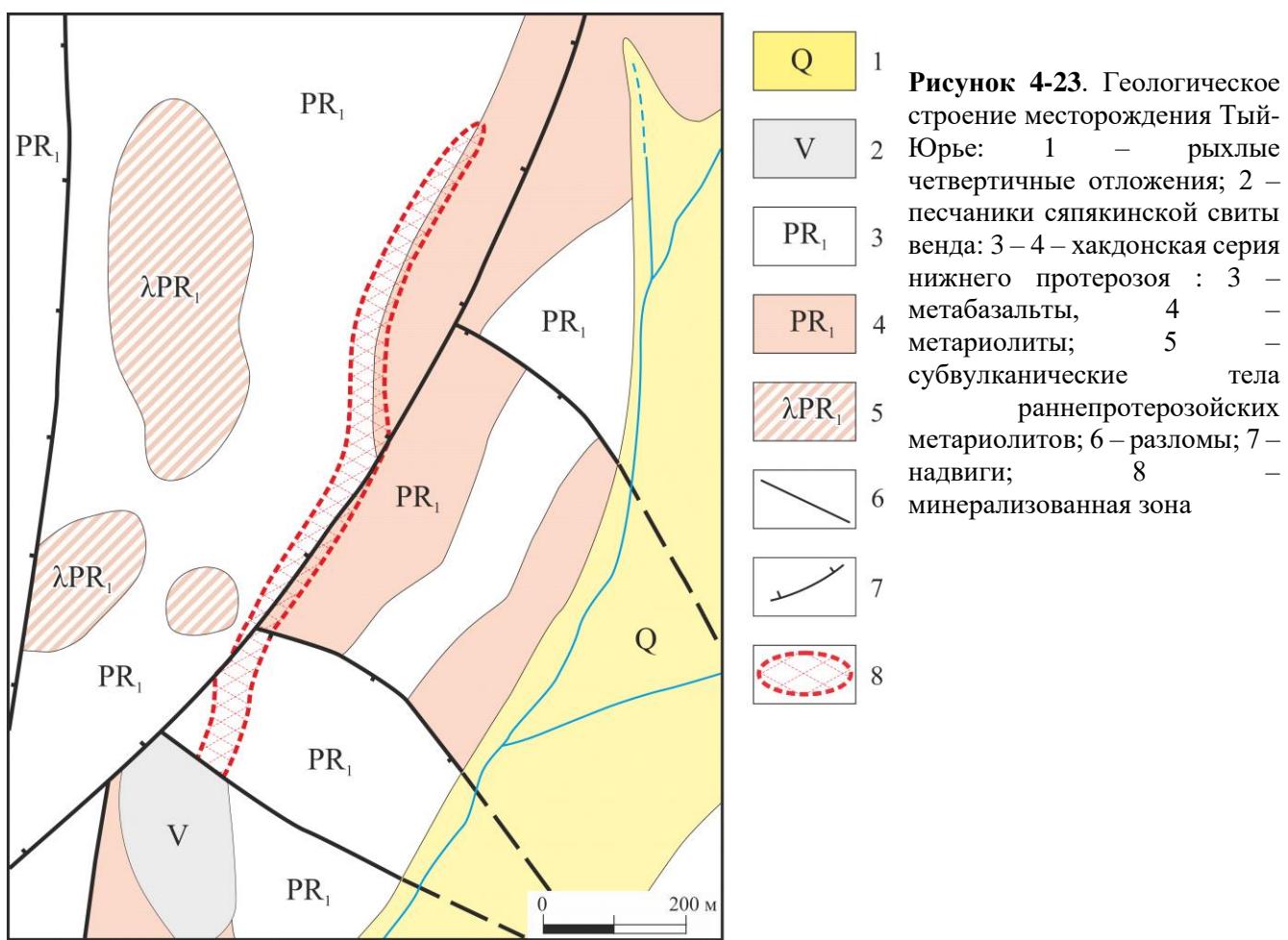


Рисунок 4-23. Геологическое строение месторождения Тый-Юрье: 1 – рыхлые четвертичные отложения; 2 – песчаники сяпякинской свиты венда; 3 – хакдонская серия нижнего протерозоя : 3 – метабазальты, 4 – метариолиты; 5 – субвулканические тела раннепротерозойских метархолитов; 6 – разломы; 7 – надвиги; 8 – минерализованная зона

теллуровисмутитом, самородным золотом (Бирюков, 2017). Золото средней крупностью 0,1 мм, умеренно высокопробное и высокопробное (813 – 977 ‰).

Рудопроявление Темное располагается на левобережье верховьев руч. Глухариной. Сложено рифейскими мраморизованными известняками, хлорит-серicitовыми сланцами и кварцитами. Рудовмещающие мраморизованные известняки окварцованны и вмещают кварцевые прожилки и маломощные (менее 1 м) жилы. Вещественный состав руд изучался А. А. Бирюковым, Т. И. Михалицыной и М. И. Фоминой (2013). По их данным, количество рудных минералов составляет 1 – 5 %; они представлены гематитом, пиритом, пиритом, галенитом, халькопиритом, блеклой рудой, алтайтом, теллуровисмутитом, самородным золотом. Пирит двух генераций: кубический и додекаэдрический. В составе руд четко обособляются два парагенезиса, которые различаются и геохимическими спектрами. Первый, условной именуемый «галенитовым», характеризуется абсолютным преобладанием галенита (до 95 % рудной минерализации), который образует крупные (до 1 см) идиоморфные кристаллы в кварцевых прожилках и содержит включения алтайта, теллуровисмутита и самородного золота. Химический состав галенита характеризуется повышенными концентрациями Ві (до 2,9 %) и Ag (1,2 %). Самородное золото в данном парагенезисе умеренно-высокопробное (850 – 900 ‰),

образует срастания с блеклой рудой, галенитом и включения в алтаите. Второй парагенезис («блеклорудный») содержит Ag-содержащую блеклую руду в ассоциации с халькопиритом. Самородное золото представлено электрумом (пробность 700 – 750 %), который местами обрастают каймами ютенбогардита. Размер выделений самородного золота 0,005 – 0,015 мм. Содержания золота 1 – 7 г/т, серебра до 118 г/т. Иногда руды содержат повышенные концентрации Mn (0,17 %), Hg (<0,017 %) и Se (<0,01 %).

По особенностям минералогии руд (набор определенных минералов Te и Bi, отсутствие шеелита и арсенопирита) и возрасту ассоциирующих гранитоидов золото-редкометалльные месторождения и рудопоявления Глухаринского узла очень сходны с рудопоявлением Халали (Савва, 2018; Стружков и др., 1994), расположенным в пределах Охотского сегмента ОЧВП и ассоциирующим с лейкогранитами омсукчанского интрузивного комплекса, имеющими возраст 81 – 82 млн лет (Петрова и др., 2021).

Месторождение Сохатиное (Протопопов, 1994; Г. Х. Протопопов, 1996ф) располагается на западном фланге Глуховского рудно-россыпного узла. Рудное поле (рисунок 4-24) сложено метабазитами и метариолитами хакдонской серии, превращенными в результате метаморфизма в эпидот-амфибол-хлорит-полевошпатовые и мусковит-кварц-полевошпатовые сланцы. Они прорваны деформированными в результате динамометаморфизма малыми интрузиями раннепротерозойских гранитов и базитов, а также дайками позднеюрских долеритов. Структура рудного поля представляет собой пакет надвиговых чешуй субширотного простирания с падением сместителей на север под углами 30 – 50°. Сами надвиги представляют собой зоны брекчий и глин трения, которые на периферии сменяются складками волочения и кинк-бандами. Наиболее протяженный надвиг выделен под названием «Главного сместителя». Кругопадающие разломы северо-восточной и северо-западной ориентировки являются более поздними, рассекая и смешая надвиговые чешуи. Рудные тела представляют собой линзовидно-пластообразные залежи метасоматитов карбонат-серicit-кварцевого состава с прожилково-вкрашенной сульфидной минерализацией. Они приурочены к лежачему боку Главного сместителя (рисунок 4-25). Мощность главного рудного тела 1 – 5 м, протяженность 250 м, по падению оно прослежено на 100 м. Главные минералы руд: кварц, серicit, барит, карбонат. В составе руд выделены три минеральные ассоциации (Юркова, 2020): 1) кварц-кальцит-барит-пиритовая, 2) золото-полисульфидная, 3) золото-висмутовая; рудные минералы представлены пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, пирротином, блеклыми рудами, айкинитом, виттихенитом, самородным золотом (Протопопов, 1994; Юркова, 2020). Галенит

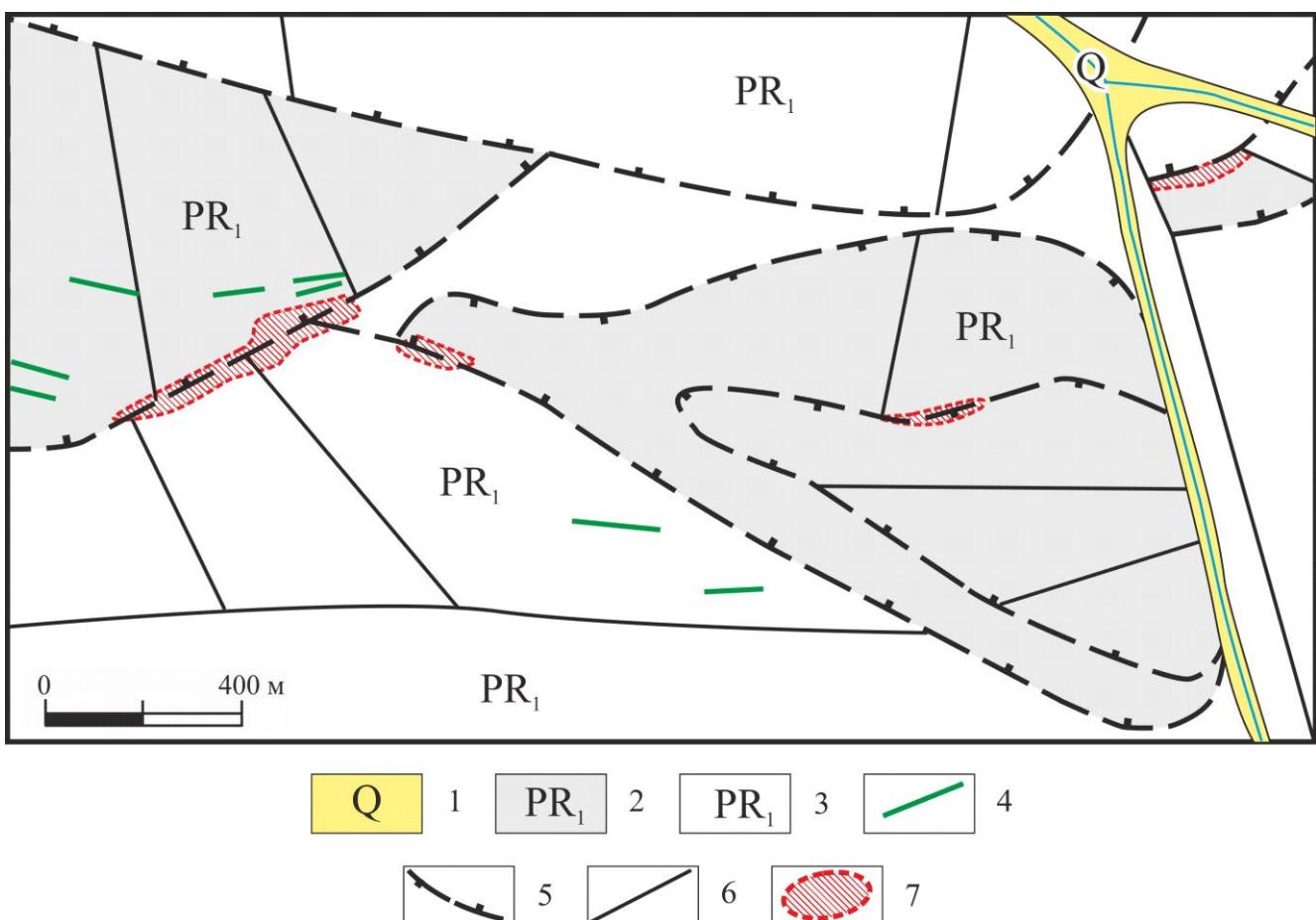


Рисунок 4-24. Схематический геологический план рудопроявления Сохатиное (по Г.Х. Протопопову, 1996ф, с упрощениями): 1 – четвертичные аллювиальные отложения; 2, 3 – сохатинская толща нижнего протерозоя: 2 – полевошпат-мусковит-кварцевые сланцы; 3 – эпидот-альбит-полевошпатовые сланцы; 4 – дайки позднеюрских габброидов; 5 – надвиги; 6 – субвертикальные разломы; 7 – рудные тела

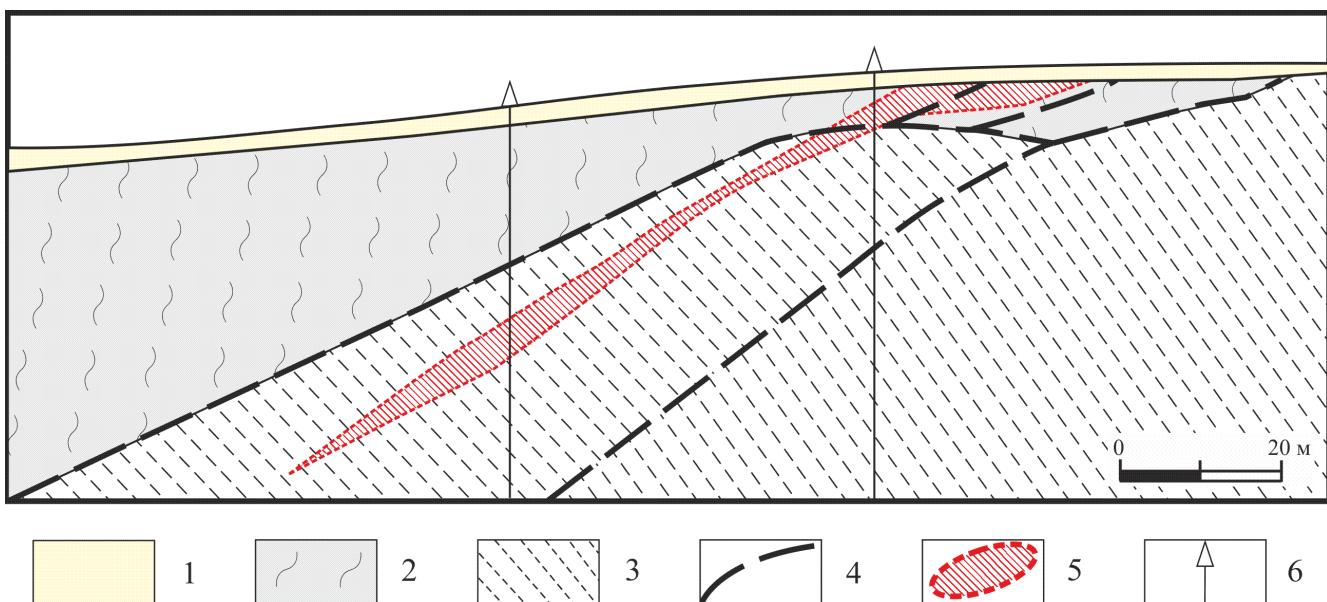


Рисунок 4-25. Морфология и условия залегания рудного тела рудопроявления Сохатиное в разрезе по оценочному профилю (по Г.Х. Протопопову, 1996ф, с упрощениями): 1 – четвертичные аллювиальные отложения; 2, 3 – сохатинская толща нижнего протерозоя: 2 – полевошпат-мусковит-кварцевые сланцы; 3 – эпидот-альбит-полевошпатовые сланцы; 4 – надвиги; 5 – рудное тело; 6 – скважины

содержит повышенные концентрации Bi (<0,5 %) и Ag (<0,1 %). Самородное золото имеет крупность 0,1 – 1 мм, пробность 641 – 917 ‰, в среднем 793 ‰. Содержания золота в рудах до 120 г/т, в среднем 1,6 г/т. Помимо золота, руды содержат повышенные (до 1 %) концентрации Cu и As. Геохимический спектр руд: Au-Bi-Pb-Ag-Mo-As-W.

Каменский рудно-rossыпной узел (рисунок 4-1), аналогично Глухаринскому и Глуховскому узлам Шаманихо-Столбовского района, приурочен к градиентной положительной аномалии магнитного поля, которую также можно интерпретировать как невскрытый гранитоидный pluton (Р. А. Скориков, Ю. Г. Стариков, 1968ф). Узел образуют рудопроявление Лунное и три мелких непромышленных россыпи (В. С. Шульгина и др., 2016ф).

Рудопроявление Лунное (В. С. Шульгина и др., 1991ф, 1993ф) приурочено к висячему крылу меридионального надвига, разделяющего тектонические пластины, сложенные раннепротерозойскими вулканитами хацдонской серии и алевролиты позднего девона–раннего карбона. толщи рифея и девона. Рудные тела имеют мощность до 1 м и представлены залежами метасоматически измененных и сульфицированных рифейских сланцев и зонами кварцевых прожилков. Содержания золота не превышают 22,4 г/т (в среднем 1,5 г/т), серебра до 14,8 г/т. Руды содержат повышенные концентрации меди (до 1 %), молибдена (до 0,01 %), вольфрама (до 0,03 %), мышьяка (до 0,01 %). Рудные минералы представлены магнетитом, гематитом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом, молибденитом. Самородное золото мелкое (до 0,1 мм), пробностью 895 – 920 ‰ (В. С. Шульгина и др., 1991ф).

В пределах *Право-Эджекальского рудно-rossыпного узла* (рисунок 4-17) известно единственное рудопроявление золота, приуроченное к экзоконтакту массива позднеюрских гранитов, прорывающему раннепротерозойские сланцы. (В. С. Шульгина и др., 2016ф). Оно представляет собой залежь сульфицированных пироксен-эпидот-гранатовых скарнов линзовидной формы мощностью от 1 до 10 м протяженностью до 200 м. Среди рудных минералов абсолютно преобладают пирротин и пирит; редки халькопирит, арсенопирит, сфалерит, галенит. Самородное золото наблюдается в виде мелкой (0,1 – 0,2 мм) вкрапленности в пироксене и гранате. Руды содержат также Ag (до 10 г/т), Cu (0,2 %), Bi (0,03 %), Co (0,1 %).

Спецификой золото-редкометалльных руд Приколымья является весьма малая роль в их составе минералов As, W и Co. При этом в геохимическом спектре эти элементы занимают важное место. По данным К. И. Жилина и Н. А. Горячева (1984), пирит, ассоциирующий с золотом, отличается от пирита из безрудных образований пониженной сернистостью (0,485 против 0,475) и повышенной мышьяковистостью (до 0,3 %). По нашему мнению, причиной относительно пониженных абсолютных концентраций As и Co и отсутствия их собственных минералов в рудах является состав докембрийских рудовмещающих комплексов Приколымского террейна, которые обогащены Fe, вплоть до образования сингенетичной минерализации

(месторождение железа Победа). Это принципиально отличает их от терригенных толщ верхоянского комплекса, содержащих аномально высокие концентрации As (Кокин, 1985). Зависимость состава руд золоторудных месторождений от состава вмещающих пород детально рассмотрена Э. П. Спиридоновым и П. А. Плетневым (2002).

Золото-редкометалльные месторождения и рудопроявления Приколымского поднятия характеризуются общими особенностями геологического строения и состава руд. Оруденение локализуется среди протерозойских комплексов, слагающих ансамбли тектонических пластин, разделенных пологими надвигами. Его пространственное положение контролируется зоной сопряжения и взаимодействия региональных долгоживущих разломов. Рудные тела представляют собой относительно маломощные (первые метры) зоны гидротермально-измененных тектонитов, насыщенных прожилками кварца и сульфидов. Рудоконтролирующий структурный парагенезис включает надвиговые зоны дробления, антиклинальные складки и крутопадающие разломы. Сочетание литолого-петрографического и структурного рудоконтролирующих факторов обусловило субсогласное залегание рудных тел. Минеральный состав руд относительно прост, в нем преобладают пирит и полисульфиды; постоянно присутствуют минералы теллура и висмута. Самородное золото мелкое, умеренно-высокопробное. Оруденение характеризуется ярко выраженной минералого-геохимической зональностью (Глухов и др., 2016). Состав руд месторождения наследует геохимически особенности рудовмещающих комплексов, сингенетично обогащенных Fe и обедненных As.

Ar-Ar возраст серицита и калиевого полевого шпата из рудных тел месторождения Надежда составил соответственно 162 ± 5 (рисунок 4-26) и 156 ± 2 млн лет (Глухов и др., 2022). Минерализация проявляет зональность относительно предполагаемого по геофизическим данным невскрытого гранитоидного plutона (Глухов, 2013). В пределах Каменского рудного узла известно золото-редкометалльное оруденение в скарнах экзоконтактовой зоны интрузий позднеюрских гранитоидов (В. С. Шульгина и др., 2016ф). Таким образом, возраст золото-редкометалльного оруденения Приколымья позднеюрский.

4.4.2. Золото-серебряная формация

На рудопроявлении Тимша минерализация представлена залежью окваркованных брекчий, приуроченной к границе рифейских известняков и сланцев (рисунок 4-27). Содержания золота достигают (в г/т) 13, серебра 300. Геохимический спектр руд: Ag-Au-Hg-W-As-Mo-Sb. Геологическое строение и состав руд объекта весьма близки Au-Ag месторождениям, локализованным в карбонатных толщах Сетте-Дабана, наиболее известным из которых является Тас-Юрях (Амузинский, 2005).

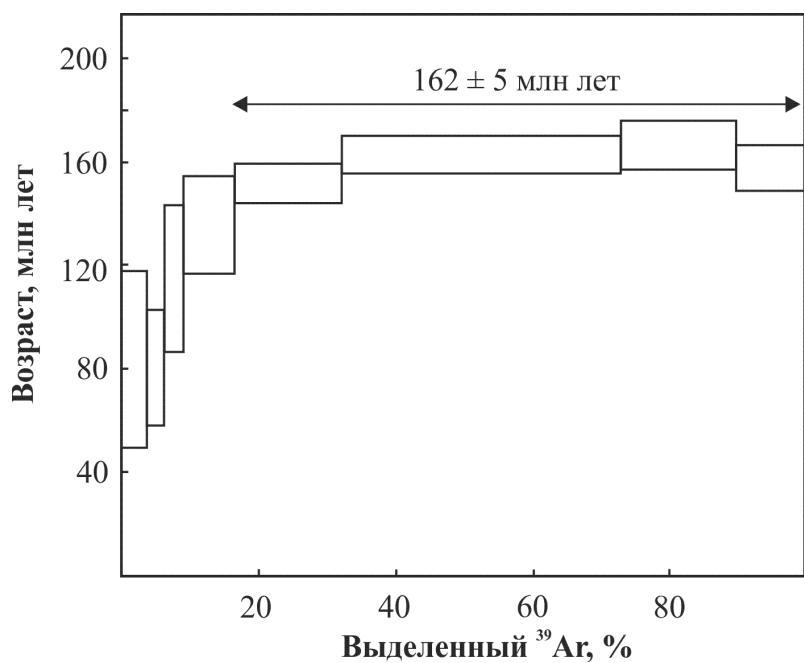


Рисунок 4-26. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования серицита из рудного тела месторождения Надежда

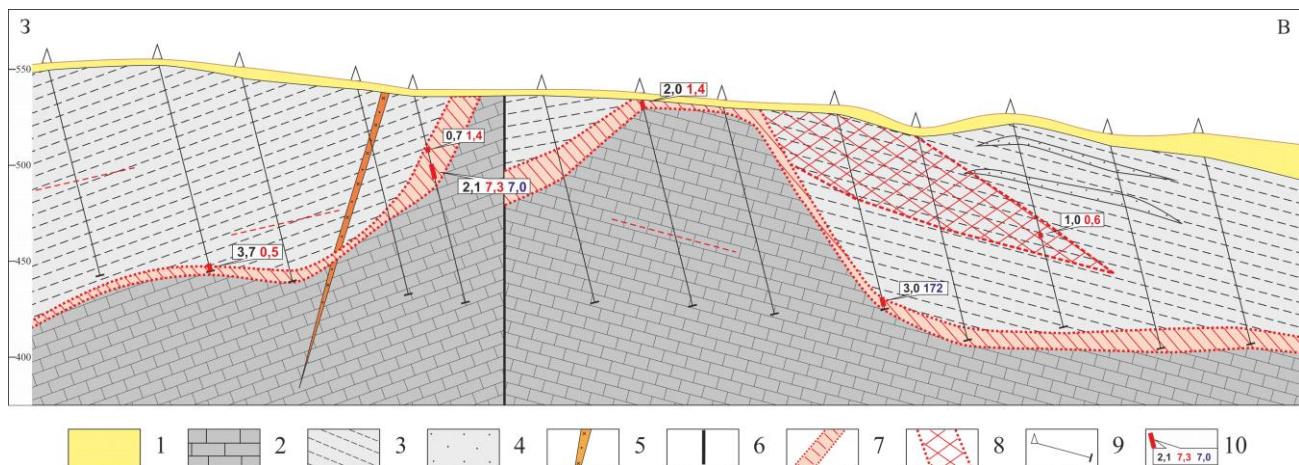


Рисунок 4-27. Геологическое строение рудопроявления Тимша. Разрез по буровому профилю. Горизонтальный масштаб соответствует вертикальному: 1 – рыхлые четвертичные отложения; 2 – известняки; 3 – сланцы; 4 – кварциты; 5 – диоритовые порфириты; 6 – разломы; 7 – минерализованные брекчии; 8 – зоны кварцевого прожилкования; 9 – скважины; 10 – рудные пересечения, и их параметры (мощность, м, содержания золота, г/т, серебра, г/т)

Золото-серебряная минерализация, как отмечалось выше, присутствует на рудопроявлениях Глухаринское и Темный, где она представлена фрейбергитом, акантитом, агвиларитом, ютенбогардитом, киноварью, электрумом (пробность 361 – 750 %), кюстелитом. Электрум содержит включения акантита и сульфосолей серебра. Содержания золота в единичных пробах достигают 35,8 г/т и серебра 2512,7 г/т.

Золото-редкометальное и золото-серебряное оруденение Приколымья стало для россыпных месторождений источником самородного золота нескольких минеральных типов, различающихся по морфологии, внутреннему строению, составу минералов-включений и пробности (Глухов и др., 2018). Нами в россыпях Глухаринского узла выделены пять таких

минеральных типов золота (рисунки 4-28, 4-29, 4-30, таблицы 4-10, 4-11, 4-12). Золото-галенит-висмутин-теллуридный тип является наиболее часто встречающимся. Самородное золото пробностью 790 – 920 %, несущее признаки грануляции, содержит включения козалита, викингита, галенита, галеновисмутита, гессита, петциа и турмалина. Золото-пирит-полибазит-галенитовый минеральный тип характеризуется низкой пробностью самородного золота (в среднем 670 %) и присутствием кюстеллита. Золото имеет ясно-зональную структуру, несет следы пластических деформаций и гипергенные каймы, свидетельствующие о достаточно длительной транспортировке металла и его пребывании в зоне окисления. Золото-глаукодотовый тип характеризуется медистым золотом высокой пробности (950 – 980 %) со структурами распада твердого раствора Au-Cu. Золото-гидрогематитовый минеральный тип характеризуется монокристаллами золота пробностью 750 – 950 % с редкими включениями гидрогематита, кварца, карбоната, светлой слюды, андалузита. Самостоятельную позицию занимает редко встречающееся золото со структурами полной перекристаллизации и низкопробными каймами, не содержащее рудных включений (рисунок 4-30).

Минеральные типы самородного золота из россыпей отражают не только состав коренных источников и их геохимические спектры, но еще и геохимическую специализацию рудовмещающих комплексов. Золото-галенит-висмутин-теллуридный минеральный тип характерен для руд Главной зоны золото-редкометалльного месторождения Надежда, вмещаемых кварц-полевошпатовыми песчаниками; Bi-Te-Pb геохимическая специфика парагенезиса обусловлена собственно гранитоидной рудно-магматической системой. В равной мере это касается Глухаринского рудопроявления. Аналогично, практически стерильные в отношении рудогенных элементов известняки не оказывают никакого влияния на состав руд вмещающей ими минерализации рудопроявления Темный, равно как и золото-пирит- полибазит-галенитового минерального типа в россыпи. В контраст, Cu-Co специфика золото-глаукодотового минерального типа отражает геохимическую специализацию раннепротерозойских рифтогенных вулканитов, вмещающих рудные тела Северной зоны месторождения Надежда (Ni, Co, Cu, Zn). Золото, поступившее в россыпь из конгломератов, практически полностью утратило признаки, несущие информацию о составе его коренного источника, что косвенно указывает на значительный возраст последнего.



Рисунок 4-28. Морфология самородного золота из россыпей Глухаринского рудно-россыпного узла. Фото Н. Е. Саввы (Глухов и др., 2018)

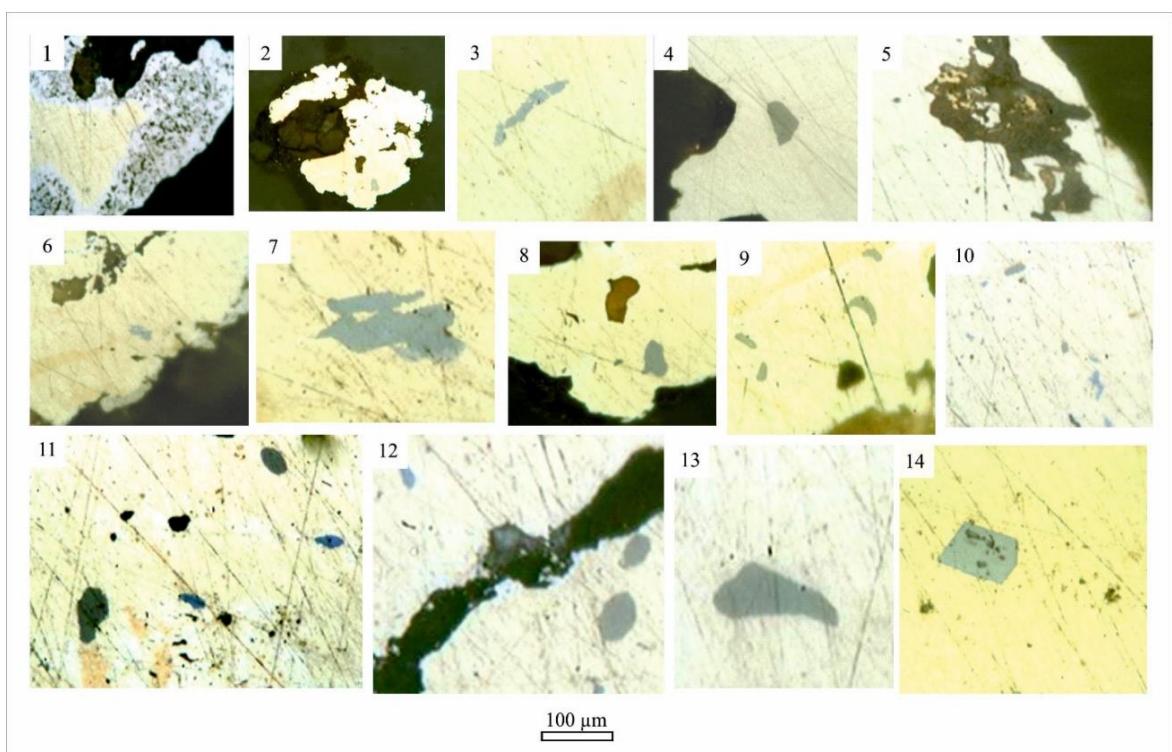


Рисунок 4-29. Минеральные включения в самородном золоте Глухаринского рудно-россыпного узла: 1 – кайма ртутистого золота; 2 – 3 – галенит; 4 – гессит + полибазит; 5 – кварц + гидрослюдя; 6 – галенит; 7 – гессит + теллуроворисмутит; 8 – гессит; 9 – козалит; 10 – 11 – теллуроворисмутит; 12 – 13 – галенит; 14 – герсдорфит. Фото Н. Е. Саввы (Глухов и др., 2018)

Таблица 4-10 Химический состав минералов-включений в самородном золоте из россыпей Глухаринского узла

Элементы	Галенит	Петцит			Густавит	Глаукодот	Теллуроисмутит	Полибазит	Пирит
Ag		38,23	50,31	61,66				67,53	
Au		30,10	18,85	5,51	10,84			5,24	
Cu					1,44			2,46	
Te		29,78	32,15	33,18			43,40		
Bi					43,84		54,98		
Pb	88,62				19,34				
Sb								19,62	
As					6,43	41,86			
Fe						5,55			46,64
Co						28,33			
S	7,37				13,63	21,37		4,78	53,53
Сумма	95,99	98,11	101,31	100,35	95,52	97,11	98,38	99,63	100,17

Таблица 4-11. Химический состав минералов-включений в самородном золоте из руд Глухаринского узла

	месторождение Надежда						месторождение Тый-Юрье				рудопроявление Темный					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Ag					42,95						1,23	43,08	63,28			55,71
Au					25,56							24,97				30,07
Cu		34,04														
Te			35,3	33,53			35,09	32,87	27,1		33,9	37,06	36,12	46,51	2,54	
Bi			60,39				61,29	68,53	68,1	2,19			59,63	53,42		
Pb	87,38										83,19					
Sb																
As	0,08				38,79	43,3										
Fe	45,24		31,62		7,68	36,44										
Co	0,09				28,93											
S	53,59	13,36	34,84	4,57		22,85	21,4	4,37		5,19	12,77			4,35		11,04
Сумма	99,00	100,94	100,5	100,23	102,04	99,06	101,13	100,75	101,4	100,4	99,39	101,96	100,34	59,63	99,94	99,99

1-пирит; 2 – галенит; 3 – халькопирит; 4 – тетрадимит; 5 – петцит; 6 – глаукодот; 7 – арсенопирит; 8 – тетрадимит; 9 – пильзенит; 10 – ингодит; 11 – галенит; 12 – петцит; 13 – гессит; 14 – тетрадимит; 15 – телуровисмутит; 16 – ютенбогардтит



Рисунок 4-30. Внутренняя структура самородного золота из россыпей Глухаринского рудно-россыпного узла. Минеральные типы: а-в – 1, г-д – 2, е-ж – 4, з-и – 5, к – 3. Фото Н. Е. Саввы (Глухов и др., 2018)

Таблица 4-12. Минеральные типы самородного золота Глухаринского рудно-rossыпного узла

Минеральный тип	Геохимический тип	Состав минералов-включений	Типоморфные особенности	
			пробность, %	внутреннее строение
1	Au-Bi-Te-Pb	висмутин, козалит, викингит, галенит, тетрадимит, галеновисмутит, гессит, петцит, турмалин	790 – 920	гранулировано
2	Au-Ag-Sb-Pb	кюстелит, полибазит, галенит, пирит	250 – 700	отчетливо зональная структура
3	Au-Fe	гидрогематит, кварц, карбонат, слюда, андалузит	750 – 950	монохристаллическое строение
4	Au-Cu	медиистое золото, глаукодот	950 – 980	структуры распада твердого раствора
5	Au	не выявлено	900 – 980	структура полной перекристаллизации

4.4.3. Медно-молибден-порфировая формация

Минерализация данной формации связаны с магматическими ассоциациями УЯВП и представлены рудопроявлениями Невидимка, Опыт (Шпикерман, 1998), образующими Право-Дуксундинский рудный узел (Глухов, 2019; Глухов, Тюкова, 2013) и рудопроявлением Глухое на севере Шаманихо-Столбовского района. Право-Дуксундинский рудный узел (рисунок 4-31) приурочен к изометричных очертаний вулкано-плутонической структуре диаметром около 50 км, выполненной верхнеюрскими вулканогенно-терригенными отложениями. Разрывные нарушения северо-восточного, субширотного и северо-западного простирания отражают распределение радиальных и концентрических разрывов в пределах структуры. В центральной части структуры в эрозионном окне обнажаются алевролиты, известняки и туфы раннего карбона, прорванные штоком гранитоидов площадью около 5 км². В его составе выделяются три фазы, последовательно представленные кварцевыми диоритами, гранодиоритами, гранит-порфирами. U-Pb возраст (SIMS) гранит-порфиров 150 ± 1 млн лет (М. М. Свириденко, В. И. Шпикерман, 2019). Рудный узел характеризуется хорошо проявленным зональным строением: в центральной части - сульфидно-кварцевые штокверки с золото-медным оруденением и геохимическими ореолами молибдена в порфировых гранитоидах и ассоциирующие с ними скарны и жилы с медно-полиметаллической минерализацией (рудопроявление Невидимка), на периферии - жилы и жильные зоны с серебро-полиметаллической минерализацией среди пород осадочно-метаморфической рамы (рудопроявление Опыт). К этой же формации зоне относится жильное рудопроявление Глухое (Глухов, 2009), которое по особенностям геохимии руд (геохимический спектр, примесный состав рудных минералов, изотопный состав серы) весьма близко к Опыту (Глухов, 2019).

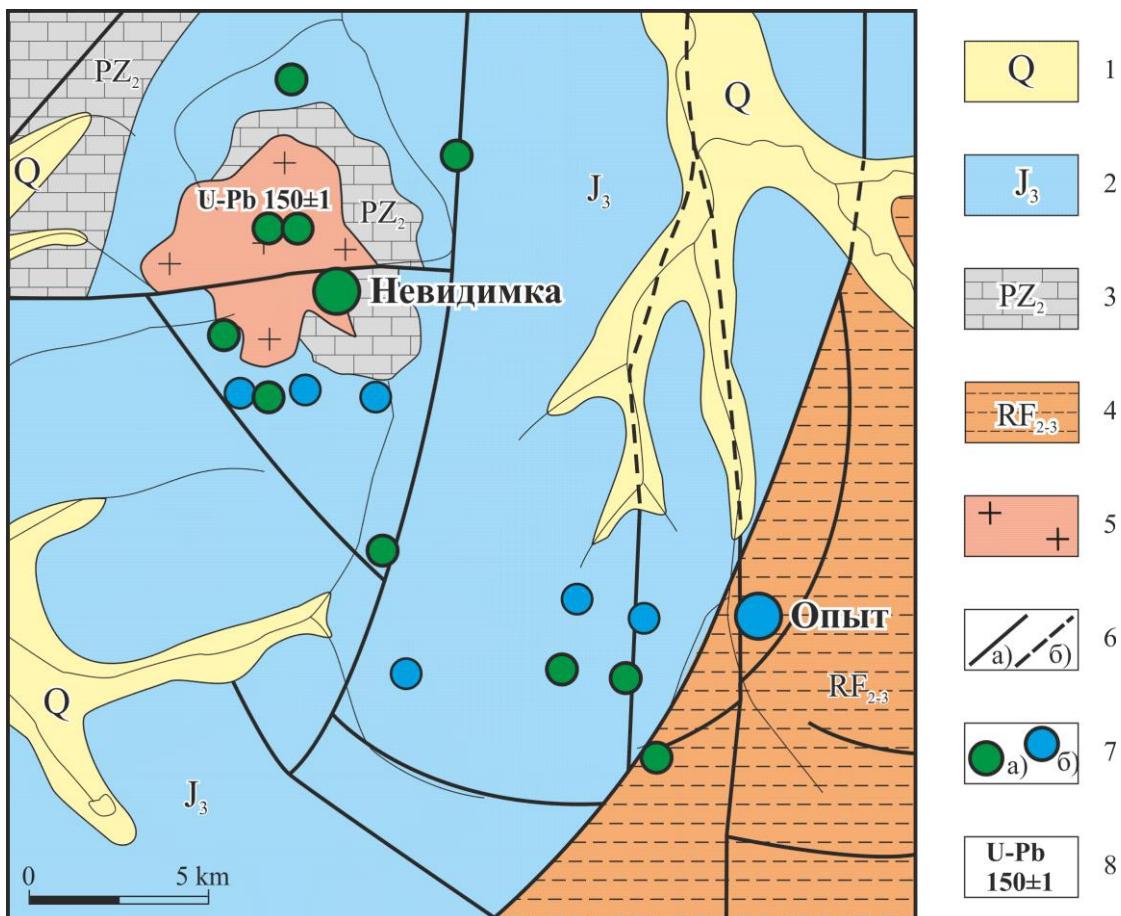


Рисунок 4-31. Геологическое строение Право-Дуксундинского рудного узла: 1 – рыхлые четвертичные отложения; 2 – юрские вулканогенно-терригенные отложения; 3 – верхнепалеозойские известняки, сланцы, песчаники; 4 – рифейские филлиты; 5 – гранитоидные интрузии; 6 – разломы наблюдаемые (а), предполагаемые (б); 7 – рудопроявления Cu-порфировые (а), Ag-Pb-Zn (б); 8 – U-Pb возраст, млн лет

Большую часть *рудопроявления Невидимка* (рисунок 4-32) занимает многофазный гранитоидный интрузивный массив. Последовательность внедрения фаз гомодромная, от кварцевых диоритов через гранодиориты до гранит-порфиров. Основной объем массива (около 60 %) сложен гранодиоритами. Гранит-порфиры доминируют в южной части, где они слагают вытянутый в меридиональном направлении шток размером $4,5 \times 10$ км и несколько дайкообразных тел мощностью до 0,6 – 1 км. Гранит-порфиры представлены двумя разновидностями. Первая – сравнительно хорошо раскристаллизованные породы, близкие к порфировидным гранитам. Вторая – породы со стекловатой основной массой, дезориентированными фенокристаллами кварца и полевых шпатов, часто с резорбироваными и «оплавленными» границами, аллотриоморфными выделениями темноцветных минералов. Наиболее ранние кварцевые диориты слагают мелкие ($0,02 - 0,04$ км 2) ксенолиты среди гранит-порфиров. Гранитоиды прорывают грубообломочные терригенные отложения верхнеюрской илиньтасской свиты и известняки, алевролиты и туфы нижнекаменноугольной новинской свиты. Мелкие субвулканические тела и дайки дакитов и базальтов позднеюрского илиньтасского

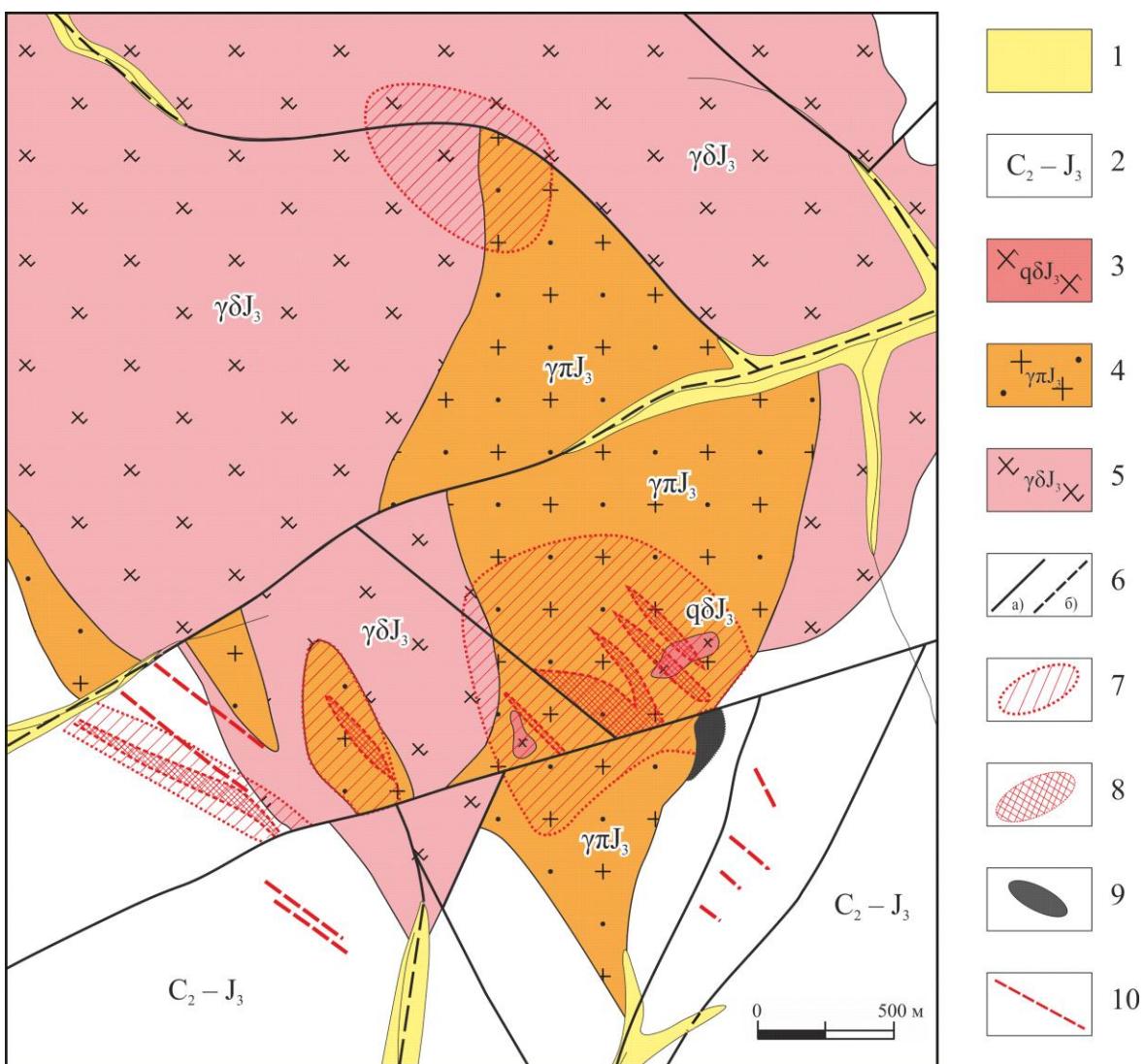


Рисунок 4-32. Геологическое строение рудопроявления Невидимка: 1 – рыхлые четвертичные отложения; 2 – осадочные отложения карбона и юры; 3 – кварцевые диориты; 4 – гранит-порфиры; 5 – гранодиориты; 6 – разломы наблюдаемые (а), предполагаемые (б); 7 – метасоматиты хлорит-биотит-серицит-кварцевые; 8 – рудоносные сульфидно-серицит-кварцевые штокверки; 9 – скарны; 10 – рудоносные сульфидно-карбонат-кварцевые жилы

комплекса имеют северо-западное простиранье и сгруппированы в юго-западной и северо-восточной частях изученной площади. В экзоконтактовой зоне породы рамы претерпели контактовый метаморфизм и изменены до пятнистых роговиков; мощность ореола контактового метаморфизма невелика и составляет 200 – 500 м. Гидротермально-метасоматические образования развиты широко. Среди них преобладают пропилиты, которые можно разделить на три разновидности: хлорит-кварцевые, хлорит-эпидот-кварцевые и серицит-хлорит-полевошпат-кварцевые. Они образуют обширные ($0,5 – 1,5 \text{ км}^2$) изометричных очертаний ореолы, главным образом, среди гранит-порфиров. Изменения носят избирательный характер, а степень их проявленности в пределах ореолов варьирует от весьма слабой до средней. В осевых частях метасоматических ореолов обособляются зоны ($0,01 – 0,1 \text{ км}^2$), в пределах которых степень изменений становится сильной или полной, а морфологический тип – прожилковым. Местами на

пропилиты накладывается слабая аргиллизация. В центральной части штока в измененных породах наблюдается метасоматический биотит. На юго-востоке локально развиты эпидот-гранатовые скарны, приуроченные к контакту гранитоидов с известняками новинской свиты. В осевых частях ореолов обособляются зоны серицитизации и рудные зоны, представляющие собой штокверки сульфидно-серицит-кварцевого состава, мощностью 20 – 150 м и протяженностью 300 – 500 м. Простирание зон северо-западное. Плотность прожилкования 3 – 10 шт. на 1 м; мощность единичных прожилков до 1 см; в околопрожилковом пространстве породы содержат вкрапленность рудных минералов (2 – 5 %). Локально развиты эпидот-гранатовые скарны, приуроченные к kontaktам гранитоидов с известняками раннего карбона. Среди рудных минералов преобладают пирит, халькопирит, пирротин, борнит (таблицы 4-13. 4-14). Содержания достигают 11,83 %, Zn 13,07 %, Pb 1,08 %, Ag 31,2 г/т, Au 0,34 г/т. Рудные зоны интенсивно выветрелы, дезинтегрированы и окислены, широко развиты гипергенные минералы железа и меди и их ассоциации (таблицы 4-13, 4-14). Встречаются сульфидно-карбонат-кварцевые жилы мощностью до 1 м с высокими содержаниями Ag (до 240 г/т), а также Pb до 2,08 %, Zn до 0,1 %, Cu до 0,79%. Всего на рудопроявлении выявлены 15 рудных тел мощностью от 1 до 20 м и протяженностью от 200 до 1000 м (С. И. Цыкарев, 1987ф). Средние содержания Cu в рудных телах составляет 0,76 %, Zn 0,81%, Pb 0,62 %. Геохимический спектр руд: Cu-Ag-Zn-Bi-Pb-Sb-As-Au. Он соответствует медно-полиметалическим рудам периферических частей медно-порфировой формации.

Рудопроявление Опыт (рисунок 4-33) локализовано в юго-восточной части Право-Дуксундинского рудного узла, в бассейне истоков руч. Тенистый – левого притока р. Белая Ночь. Восточный фланг рудопроявления сложен рифейскими толщами: кварцитами, кварц-хлорит-серицитовыми сланцами спиридоновской свиты и перекрывающими их доломитами горбуновской. Они прорваны редкими дайками рифейских габброидов. На западном фланге рудного поля рифейские породы перекрыты терригенными отложениями верхнеюрской илиньтасской свиты: алевролитами и песчаниками с линзами гравелитов и конгломератов. Рифейские породы слагают пакет тектонических чешуй, который несогласно перекрыт слабо дислоцированными юрскими отложениями. Разрывные нарушения имеют северо-западное и северо-восточное простирание, что отражает преобладание концентрических секущих разломов в периферической части кольцевой вулкано-плутонической структуры. Гидротермально-метасоматические образования достаточно широко развиты на площади рудопроявления.

Таблица 4-13. Минералогия медно-полиметаллических рудопроявлений Право-Дуксундинского узла (Глухов, Тюкова, 2013)

Название минерала, химическая формула	Содержание, %		Характеристика зерен и их агрегатов	
	Опыт	Невидимка	Опыт	Невидимка
Пирит <i>FeS₂</i>	<90	<70	агрегаты идиморфных кристаллов (<4 мм), часто замещен халькозином	единичные зерна (< 0,5 мм), кристаллически-зернистые агрегаты; в значительной степени замещен лимонитом
Пирротин <i>Fes</i>	е.з.	<10	единичные мелкие (<0,01 мм) ксеноморфные зерна в срастании с халькопиритом и в виде включений в пирит	реликты, замещенные пиритом и марказитом
Халькопирит <i>CuFeS₂</i>	<50	<80	1) эмульсионная вкрапленность (<0,05 мм) в сфалерите и пирите; 2) ксеноморфные зерна (<1 мм) с эмульсионной вкрапленностью сфалерита	1) ксеноморфная вкрапленность (<1 мм); 2) эмульсионная вкрапленность в арсенопирите
Сфалерит <i>ZnS</i>	<40	е.з.	1) массивные агрегаты идиоморфных кристаллов (<2 мм); 2) включения в пирите (<0,01 мм)	1) идиоморфные зерна (<2 мм), содержащие включения халькопирита и галенита; 2) мелкие (<0,05 мм) включения в халькопирите
Галенит <i>PbS</i>	<20	е.з.	1) единичные мелкие (<0,1 мм) включения в сфалерите; 2) массивные агрегаты идиоморфных (<2 мм) зерен; часто замещается халькозином и ковеллином	единичные мелкие (<0,1 мм) включения в сфалерите
Арсенопирит <i>FeAsS</i>	-	е.з.	-	единичные мелкие (<0,05 мм) выделения в срастании с халькопиритом
Энаргит <i>Cu₃AsS₄</i>	-	е.з.	-	единичные (<0,05 мм) включения в халькопирите
Марказит <i>FeS₂</i>	<20	<10	зональные мелкозернистые агрегаты в интерстициях пирита и халькопирита	псевдоморфозы по пирротину
Халькозин, <i>Cu₂S</i>	< 35	-	массивные агрегаты; псевдоморфозы по пириту, сфалериту, галениту	-
Ковеллин <i>CuS</i>	<15	<10	псевдоморфозы по пириту, сфалериту, галениту, халькозину; каймы замещения на зернах халькозина	каймы замещения на зернах халькопирита и борнита

Название минерала, химическая формула	Содержание, %		Характеристика зерен и их агрегатов	
	Опыт	Невидимка	Опыт	Невидимка
Борнит <i>Cu₅FeS₄</i>	е.з.	<40	псевдоморфозы по пириту в ассоциации с ковеллином	зональные обособления (<0,1 мм) с реликтами распада халькопирита
Куприт <i>Cu₂O</i>	<50	-	1) идиоморфные кристаллы в полостях выщелачивания; 2) сплошные массивные агрегаты	-
Делафоссит <i>CuFeO₂</i>	<5	-	концентрически-зональные агрегаты вокруг реликтов пирита в ассоциации с лимонитом	-
Тенорит <i>CuO</i>	<1	-	сферические и концентрически-зональные агрегаты в микротрецинах в куприте	-
Малахит <i>Cu₂(OH)₂CO₃</i>	<20	<20	радиально-лучистые агрегаты	радиально-лучистые агрегаты
Азурит <i>Cu₃[(OH)(CO₃)]₂</i>	е.з.	-	единичные зерна (<0,1 мм) в ассоциации с малахитом	-
Хризоколла <i>Cu[SiO₃]_nH₂O</i>	-	<5	-	натечные скрытокристаллические агрегаты по трещинам
Самородное серебро <i>Ag</i>	е.з.	-	единичные ксеноморфные включения (<0,05 м) в куприте на контакте с замещенным галенитом	-
Самородная медь <i>Cu</i>	е.з.	-	зональные мелкозернистые агрегаты в интерстициях пирита и халькопирита в ассоциации с купритом	-

Таблица 4-14. Минеральные ассоциации руд Право-Дуксундинского рудного узла

Этап	Рудопроявления			
	Невидимка		Опыт	
	Ассоциация	Минералы	Ассоциация	Минералы
Дорудный гидротермальный	пирит-арсенопиритовая	серицит, кварц, пирит, арсенопирит		
Рудный гидротермальный	сфалерит-халькопирит-пирротиновая	сфалерит-I, пирротин, халькопирит-I	сфалерит-халькопирит-кварцевая	кварц, сфалерит-I, халькопирит-I
	борнит-халькопиритовая	борнит, халькопирит-II	сфалерит-пирит-карбонатная	кальцит, сидерит, сфалерит-I, пирит,
	сфалерит-галенит-энаргит-халькопиритовая	сфалерит-II, галенит, халькопирит-III, марказит, энаргит	галенит-халькопиритовая	галенит, халькопирит-II, пирротин, марказит, борнит
Гипергенный	гидроокислов Fe и Cu (выщелачивания)	лимонит	гидроокислов Fe и Cu (выщелачивания)	лимонит, делафоссит
	ковеллин-халькозиновая (вторичного обогащения)	ковеллин	ковеллин-халькозиновая (вторичного обогащения)	халькозин, ковеллин,
	купритовая		купритовая	куприт, самородная медь, тенорит, самородное серебро
	азурит-малахитовая	хризоколла, малахит	азурит-малахитовая	малахит, азурит

Они представлены сульфидно-карбонат-кварцевыми жилами, прожилками и ореолами метасоматического окварцевания. Рудные тела (которых выявлено более двух десятков) представляют собой жилы и жильные зоны сульфидно-карбонат-кварцевого состава мощностью до 12 м. В штуфных пробах из отвалов руды вблизи устья шурфа проходки 1930-х гг. содержания Cu 0,81 – 47,6 %, Zn 0,06 – 6,84 %, Pb 0,03 – 19,25 %, Ag 3 – 878,6 г/т, Au 0,01 – 0,22 г/т. Изредка отмечаются повышенные содержания Cd (0,02 – 0,032 %, среднее 62,9 г/т), Bi (0,01 – 0,06 %), Sb (0,01 – 0,05 %), Mn (0,15 – 0,73 %), As (0,01 – 0,18 %). В рудах установлено более 30 минеральных видов (Глухов, Тюкова, 2013). Рудные минералы (таблицы 4-11, 4-12). - главным образом, пирит, халькопирит, халькозин образуют сплошные массивные агрегаты с содержанием сульфидов до 95 %. Для руд характерна высокая степень гипергенных изменений: вторичного сульфидного обогащения и окисления. Геохимический спектр руд: Cu-Ag-Cd-Pb-Bi-Zn-As-Au. Он соответствует медно-полиметалическим рудам периферических частей медно-порфировой формации.

Рудопроявление Глухое расположено на водоразделе Глухой и Обиженный левых притоков р. Шаманихи. Минерализация вмещается метаролитами хакдонской серии. Рудное тело представляет собой крутопадающую прожилково-жильную зону мощностью 1 – 5 м, по простиранию прослеженную на 800 м. Жилы и прожилки сложены кварцем, калиевым полевым шпатом и флюоритом; рудные минералы представлены халькопиритом, пиритом, магнетитом, галенитом, сфалеритом, халькозином. Содержания Cu достигают 10 %, Pb и Zn 2,4 %, Au 0,54 г/т, Ag 34 г/т. Геохимический спектр руд: Ag-Cu-Pb-Cd-Au. К северу от основного рудного тела параллельно ему располагается сульфидно-гематит-карбонатно-кварцевая жила мощностью до 1 м и протяженностью более 400 м. Текстура жилы каркасно-пластинчатая, каркасы выполнены гематитовыми пластинами, а полости между пластинами – агрегатами удлиненно-призматических кристаллов карбоната и кварца. Рудные минералы: пирит, галенит, малахит, лимонит, электртум. Здесь зафиксированы высокие содержания Au (до 32,6 г/т), Ag (до 521,8 г/т), Cu (до 0,37 %), Pb (до 17,2 %), Zn (до 27,7 %).

Медно-молибден-порфировая формация Приколымья включает полный морфологических типов минерализации: сульфидно-кварцевые штокверки с Au-Cu оруднением в порфировых гранитоидах и ассоциирующие с ними скарны с Cu–Pb–Zn минерализацией в центральной части (Невидимка), жилы и жильные зоны с Cu–Pb–Zn–Ag минерализацией среди пород осадочно-метаморфической рамы (Опыт, Глухое) и эпимеральная Au–Ag минерализация (Глухой) на периферии.

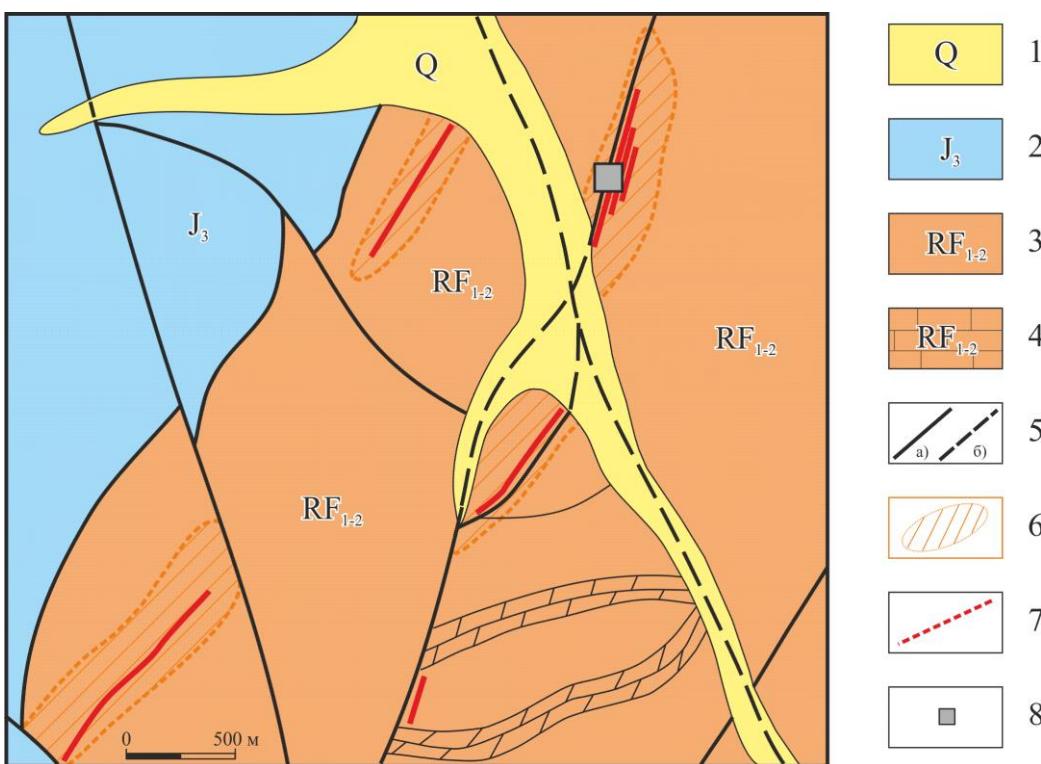


Рисунок 4-33. Геологическое строение рудопроявления Опыт: 1 – рыхлые четвертичные отложения; 2 – юрские аргиллиты, песчаники, конгломераты; 3 – рифейские филлиты; 4 – рифейские известняки и доломиты; 5 – разломы наблюдаемые (а), предполагаемые (б); 6 – ореолы окварцевания; 7 – рудоносные сульфидно-карбонат-кварцевые жилы; 8 – шахта

Подобные телескопированные рудные поля в отечественной литературе получили наименование «порфирово-эпимеральных систем» (ПЭС, Коваленкер и др., 2006). Руды характеризуются сходными геохимическим спектром (Cu–Ag–Pb–As, Au, Bi, Sb), химическим составом халькопирита и специфическими изотопным составом сульфидной серы: значения $\delta^{34}\text{S}$ составляют +4,2...+13,0 ‰ (рисунок 4-34). Прямых изотопных определений возраста медно-порфировых руд нет, однако на примере других аналогичных объектов известно, что хронологический разрыв между формированием «порфировых» фаз гранитоидов и, собственно, оруденения не превышает 1 – 3 млн лет (Глухов и др., 2021; Сотников и др., 2005).

4.4.4. Формация стратиформных полиметаллических месторождений в карбонатных толщах

Рудопроявления этой формации (Горное, Эджекал, Ломбай, Слезовка, Таал, Чебукулах, Ромашка) сосредоточены на восточном фланге Приколымского поднятия и объединены в составе Каменской минерагенической зоны (Давыдов, 1997, 2001а, б; Давыдов и др., 1988) или ярхонского рудного комплекса (Шпикерман, 1998). Рудопроявления вмешаются доломитами, расположенными на двух стратиграфических уровнях: в ярхонской свите среднего девона и в чебукулахской серии среднего – верхнего рифея (Шпикерман, 1996).

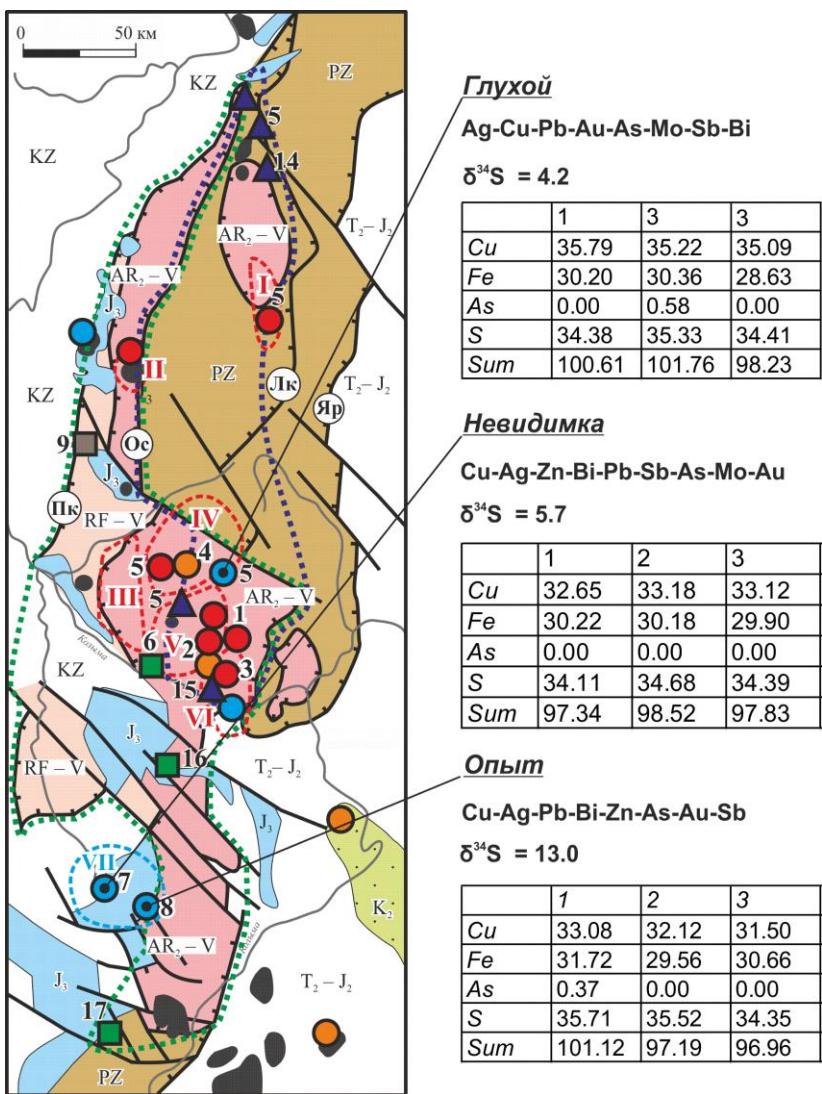


Рисунок 4-34. Геохимия штокверковых и жильных медно-полиметаллических проявлений Приколымья. На рисунке сверху вниз: геохимический спектр руд, изотопный состав сульфидной серы, состав халькопирита по результатам микрозондового анализа). Условные обозначения см. на рис. 4-2 и 4-16

Они относятся к рифовой фации и образованы сочетанием биостромов, биогермов и ритмично-слоистых горизонтов (Давыдов, 2001а). Рудные тела представлены двумя морфологическими типами (Давыдов, 2001б): 1) зоны кварц-барит-сульфидных прожилков и брекчий в доломитах биогермов (Горное); 2) зоны послойной сульфидной вкрапленности в ритмично-слоистых доломитах (Слезовка). Главные минералы руд: кварц, барит, пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, магнетит. Содержания полезных компонентов (в %): Pb до 6,37, Zn до 12,6, Cu до 0,01, а Ag до 10 г/т (Ю.Т. Николаев, 1978г), причем для рудных тел первого типа свойственно преобладание Pb, а для второго – Zn. Характерной является повышенная сурьмянистость руд, выражаяющаяся, в частности, в развитии сульфосолей Pb и сурьмянистых блёклых руд (Костин, Тыллар, 1993). Среди чебукулакской серии среднего-верхнего рифея оруденение вмещается слоистыми и брекчиевидными доломитами (Чебукулак), реже кварцитами (Ромашка) (Шпикерман, 1996). Рудные тела также представлены двумя типами: прожилками, жилами, минерализованными брекчиями и зонами сульфидной вкрапленности. Характерно преобладание

сфалерита над галенитом. Содержания полезных компонентов (в %): Pb до 8,82, Zn до 4,14, Cu до 0,1, а Ag до 10,6 г/т (В. А. Шишкин, 1984г).

Нами изучена вмещаемая рифейскими карбонатными породами стратиформная свинцово-цинковая минерализация на двух участках в бассейне р. Малая Столбовая (Глухов, Фомина, 2015). Рудовмещающая чебукулахская серия среднего рифея сложена в различной степени мраморизованными известняками и доломитами с прослойями пелитов. Текстура карбонатных пород сланцеватая, реже массивная, реликтово-слоистая, брекчевая; структура порфиробластовая, гетерогранобластовая. Они состоят из карбонатов; примесные минералы (кварц, серицит, хлорит, гематит) группируются вдоль сланцеватости или распределены по массе породы.

Свинцово-цинковая минерализация вскрыта бурением на глубинах 60 – 140 м от поверхности. Минерализация представлена (рисунок 4-35) полого залегающей, согласной с напластованием и залеганием надвигов, залежью интенсивно окварцованных мраморизованных доломитов, содержащих тонкую послойную сульфидную вкрапленность. Содержания Pb достигают 0,3 %, Zn 0,47 %, Ba 0,3 %, Mn превышают 3 %. Геохимический спектр минерализации: Pb-Zn-Ag-Mn-Ba соответствует стратиформному свинцово-цинковому оруденению (Добровольская, 1989; Справочное..., 1990).

Другое проявление располагается на правобережье руч. Хая (рисунок 4-36). Участок сложен рифейскими слюдистыми сланцами, кварцитами, карбонатными породами и метариолитами, слагающими петрографически разнородные тектонические пластины. Стратиформная полиметаллическая минерализация представлена относительно маломощными (до 5 м) зонами окварцованных доломитов, обогащенных углеродистым веществом и послойной вкрапленностью сульфидов. По данным полуколичественного спектрального анализа содержания основных рудогенных элементов в рудах достигают (в г/т): Pb 400, Zn 300, Cu 100, Ag 2, Sb 30, Mn 3000. Наиболее распространенный рудный минерал – пирит, содержащий включения пирротина, блеклой руды, сфалерита, халькопирита и халькоцина. Химический состав пирита (таблица 4-15) характеризуется относительно повышенной сернистостью при умеренных концентрациях Fe. Он схож с составом раннего колломорфного пирита полиметаллического рудопроявления Слезовка, вмешанного доломитами ярхонской свиты (Костин, Тыллар, 1993). Халькопирит образует эмульсионную вкрапленность в сфалерите, а также срастания с блеклой рудой. Сфалерит характеризуется пониженной железистостью и образует срастания с халькопиритом. Его химический состав близок к сфалеритам стратиформных свинцово-цинковых месторождений Сардана и Миргалимсай (Добровольская, 1989; Костин и др., 1993) при несколько меньших относительных концентрациях Cd. По сравнению с месторождением Сардана (Костин, 1988) сфалерит Хая содержит близкое

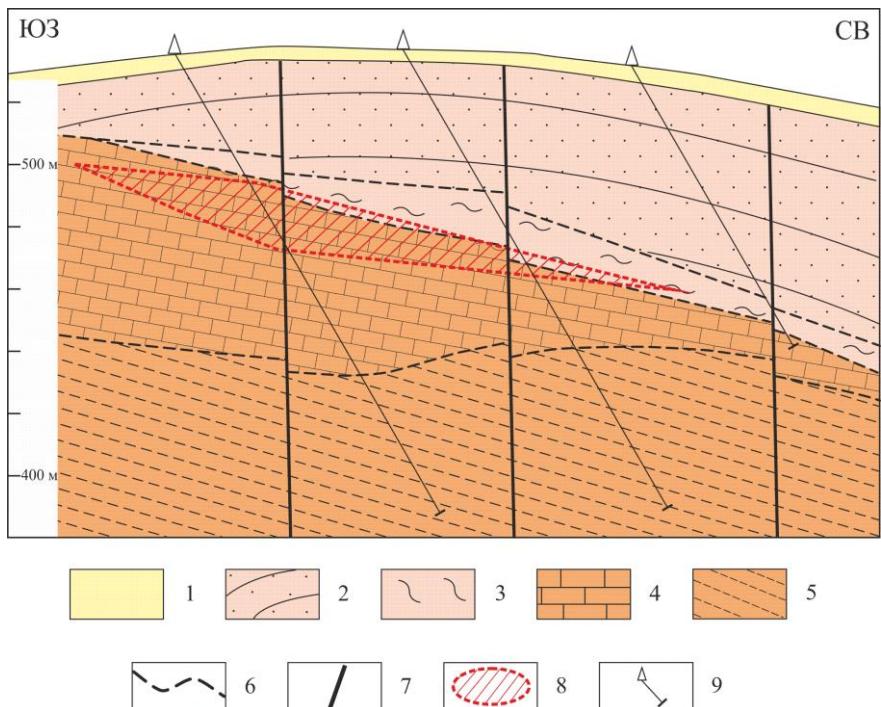


Рисунок 4-35. Схематический геологический разрез через зону развития полиметаллической минерализации на месторождении Надежда. Горизонтальный масштаб соответствует вертикальному: 1 – рыхлые четвертичные отложения; 2 – песчаники; 3 – серицит-кварцевые сланцы; 4 – доломиты; 5 – карбонат-хлорит-серицитовые сланцы; 6 – зоны интенсивного рассланцевания и смятия; 7 – субвертикальные разломы; 8 – минерализованная зона; 9 – колонковые скважины

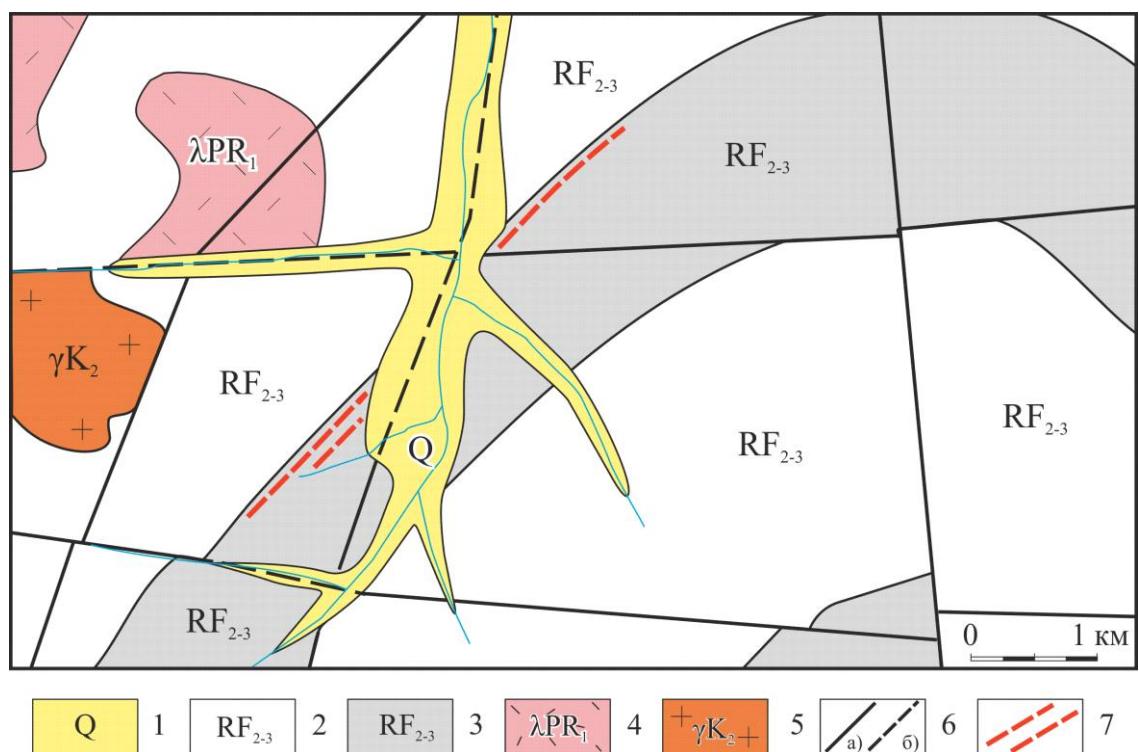


Рисунок 4-36. Схема геологического строения проявления стратиформной полиметаллической минерализации на правобережье руч. Хая: 1 – четвертичные аллювиальные отложения; 2 – 3 – породы чебукулахской толщи рифея; 2 – сланцы; 3 – доломиты; 4 – риолиты хацдонской серии раннего протерозоя; 5 – позднемеловые граниты; 6 – разломы достоверно установленные (а), предполагаемые (б); 7 – минерализованные зоны

Таблица 4-15. Интервалы содержаний рудных элементов в сульфидах рудопроявления Хая по результатам микрозондового анализа, масс. % (Глухов, Фомина, 2015)

Минерал	Элементы								
	Fe	S	As	Co	Ni	Cu	Sb	Zn	Cd
Пирит	44,00- 48,30	50,70- 56,36	0,00- 0,46	0,00- 0,37	0,00-- 0,27	0,00- 0,32	0,00- 0,05	-	-
Халькопирит	30,16- 33,19	34,88- 36,31	0,00- 0,30	0,00- 0,01	0,00-- 0,03	28,00- 32,91	0,00- 0,02	-	-
Сфалерит	2,03- 2,60	31,50- 32,35	-	-	-	-	-	60,44- 60,71	0,00- 0,06

количество Fe, но на порядок меньшее - Cd. Сфалерит стратиформного свинцово-цинкового месторождения Урультун (Шпикерман, 1987) одноименного рудного комплекса Омулевского террейна, параллелизуемого с ярхонским рудным комплексом Приколымья (Шпикерман, 1998) характеризуется на порядок меньшими содержаниями Fe (Костин, 1988). Близкие концентрации Fe приводятся, в частности, для раннедиагенетического микроглобулярного сфалерита Pb-Zn месторождения Бляйберг (Kucha et al., 2010).

Сочетание ранней пирит-марказитовой и более поздней пирит-сфалерит-халькопиритовой с пирротином и блеклой рудой ассоциаций является характерным для стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах (Добровольская, 1989; Справочное..., 1990). Соответствует им и химический состав основных сульфидов рудопроявления Хая. В этой связи наиболее показательно практически полное совпадение состава пиритов Хая и Слезовки. Низкие концентрации Fe и Cd в сфалерите, наряду с особенностями формы его выделений, указывают на диагенетическую природу рассматриваемой минерализации, аналогично рудопроявлениям северной части Каменской минерагенической зоны (Давыдов, 1997, 2001б; Костин и др., 1993). Исходя из обобщенной схемы латеральной зональности стратиформных полиметаллических месторождений «Ba – Pb – Zn – Fe» (Рыженко, Крайнов, 2004), можно сделать вывод о том, что рудопроявления Надежда и Хая представляют собой корневые или фланговые, периферические фрагменты более крупных рудных зон. Современные геолого-генетические модели MVT-типа предполагают диа- и катагенетическое выщелачивание Pb и Zn, а также Mg, Fe, Cu из карбонатных пород и подстилающих пелитов захороненными седиментационными рассолами, восходящую фильтрацию металлоносного флюида к поверхности и рудоотложение в результате его смешения с метеорными водами или поверхностными эвапоритовыми рассолами (Павлов и др., 1991; Рыженко, Крайнов, 2004; Wilkinson, 2010). Особенности состава полиметаллического оруденения Приколымья, а именно, преимущественно вкрашенный характер рудной минерализации, присутствие существенных количеств марказита, преобладание Zn над Pb, относительно невысокие содержания Ba и Ni, высокие концентрации S в пирите и низкие Fe и Cd в сфалерите могут указывать, исходя из существующих генетических моделей (Донец, Тихонов,

2001; Appold, Zachary, 2011; Shelton et al., 2009), на относительно малоглубинный и низкотемпературный характер рудообразующего флюида.

4.4.5. Медистые песчаники и сланцы

В пределах Приколымского террейна медистые песчаники и сланцы известны на двух стратиграфических уровнях: рифейском и девонском. Наиболее широко они распространены среди пород рифейского терригенно-карбонатного комплекса Шаманихинского субтеррейна (Глухов, Тюкова, 2020). Известны три рудопроявления и более двух десятков пунктов минерализации, объединенные В. И. Шпикерманом (1998) в Ороекскую металлогеническую зону. Все они приурочены к верхней части ороекской свиты, в составе которой доминируют кварц-серицит-хлоритовые, хлоритоидные сланцы и филлиты, часто графитсодержащие. На рудопроявлении Ороек (рисунок 4-37) нами в составе рудоносной верхнеороекской подсвиты выделены семь петрографически однородных пачек, которые соответствуют различным фациальным типам осадочных отложений (Справочник., 1983): лагунные красноцветные алевропелиты (пачка 1), лагунные сероцветные алевропелиты, обогащенные органическим веществом и пиритом (пачка 2), баровые песчаники существенно мономиктового кварцевого состава (пачка 3), лагунные красноцветы (пачка 4), полимиктовые алевропесчаники забаровой фации (пачка 5), лагунные сероцветные алевропелиты с органическим веществом и пиритом (пачка 6) и красноцветные алевропелиты (пачка 7). Общая мощность видимой части

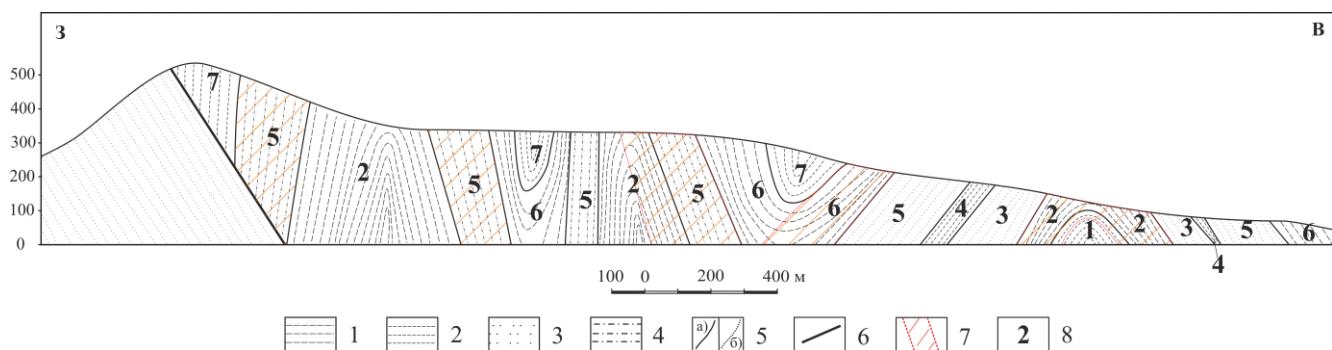


Рисунок 4-37. Геологическое строение рудопроявления Ороек. Схематический разрез вдоль правого берега р. Колымы (Глухов, Тюкова, 2020): 1 – хлоритовые, хлорит-серицитовые сланцы и алевролиты красно- и пестроцветные; 2 – хлоритовые, хлорит-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые, графит-серицит-хлоритовые сланцы сероцветные; 3 – кварциты; 4 – хлоритоидные, кварц-хлоритоидные сланцы, субаркозовые песчаники; 5 – геологические границы установленные (1), предполагаемые (2); 6 – разрывные нарушения; 7 – минерализованные зоны; 8 – номера литологических пачек (см. таблицу 4-14)

разреза 700 м. В результате метаморфизма породы превращены в сланцы, состоящие преимущественно из кварца, хлоритоида, хлорита, серицита, эпидота. Химический состав сланцев соответствует полимиктовым алевролитам и песчаникам (Шпикерман, 1998).

Геохимическая специфика отложений ороекской свиты проявляется в накоплении, помимо Cu также Zn, Co и Mn, что может отражать как влияние базитовых интрузий, так и наличие офиолитов в составе раннепротерозойского метаморфического комплекса, послужившего источником терригенного материала. По критерию уменьшения снизу вверх грубозернистости осадков и снижения концентраций магния и лития (таблица 4-16) - элементов, накопление которых является индикатором повышенной солености бассейна осадконакопления - разрез можно отнести к трансгрессивному типу (Перельман, 1989; Справочник..., 1983). Вероятно, первоначальная доля красноцветных отложений в составе верхнеороеской подсвиты была большей, но была снижена вначале в результате восстановительных реакций на стадии раннего диагенеза (Зеленова, Комарова, 1977), а затем при метаморфизме, когда часть окисного железа перешла в кристаллический гематит и магнетит. Медная минерализация располагается на двух стратиграфических уровнях вблизи границ красно- и сероцветных пачек. Она прослеживается по простирианию более чем на 4,5 км. В коренном залегании она представлена, главным образом, налетами малахита на плоскостях сланцеватости и реже, по трещинам в сланцах. Наиболее интенсивная минерализация наблюдается в прослоях полимиктовых песчаников и образованных по ним кварц-хлоритоидных сланцев. Они вмещают многочисленные согласные прожилки и жилы мощностью до 1 м, сложенные белым средне- и крупнозернистым метаморфогенным кварцем с многочисленными ксенолитами сланцев. В пределах меденосных интервалов такие жилы и прожилки содержат медную минерализацию. Это вполне объяснимо - учитывая различную компетентность пластичных сланцев и хрупкого кварца, последние явились своеобразным «коллектором» для гипергенных минералов меди. В аншифах (рисунок 4-38) рудные минералы представлены гематитом, халькоzinом, ковеллином и рутилом); ранее здесь также были описаны халькопирит, ковеллин, борнит, дигенит, джарлеит, самородное золото (Шпикерман, Шпикерман, 1996). По результатам пунктирно-бороздового опробования выделяются интервалы мощностью до 10 м с содержаниями Cu 0,13 – 3,24 %. Наблюдаются также повышенные концентрации Ag, Zn, Pb, Co, а также Au (до 0,17 г/т). Соотношение содержаний Cu, Zn и Pb в разрезе подчиняется типовой для медистых песчаников (Кутырев, 1984; Справочник..., 1990) зональности (снизу вверх): Cu+Ag→Zn→Pb (таблица 4-15). Геохимический спектр меденосных пород: Cu-Ag-Mn-Co. Корреляционным анализом в них выявлены две геохимические ассоциации: 1) Cu-Ag-S, 2) Zn-Mo-Co-Ni-Cr-V. Близкое геологическое строение имеют и другие проявления медистых сланцев Ороекской зоны (Шпикерман, Шпикерман, 1996; П. А. Самохвалов, 1995ф).

Суммарная площадь выходов отложений рифейского терригенно-карбонатного комплекса составляет 3000 – 3500 км², а их общая их мощность составляет от 3 до 5 км (Ткаченко, 1992; Шпикерман, 1998). Таким образом, он соответствует определению «осадочный

палеобассейн» (Басков и др., 1998; Селли, 1981; Феоктистов и др., 1997). Линейно-вытянутая форма палеобассейна (200×20 км), наличие базитовых интрузий позволяют отнести его к категории рифтогенных, трогового типа (Селли, 1981). Рифтогенез был связан с началом процесса распада протерозойского суперконтинента Родиния (Тектоника..., 2001) и ознаменовал начало формирования Верхоянской пассивной окраины Северо-Азиатского кратона (Khudoley et al., 2001). Внутрикратонная рифтогенная природа осадочного палеобассейна, являлась благоприятной предпосылкой для формирования медистых песчаников. С событиями этого же палеогеодинамического этапа, по-видимому, было связано формирование подобной минерализации в рифейских комплексах Билякчанской зоны и Сеттэ-Дабана (Кутырев и др., 1988). Очертания и внутренняя структура рифейского осадочного палеобассейна были

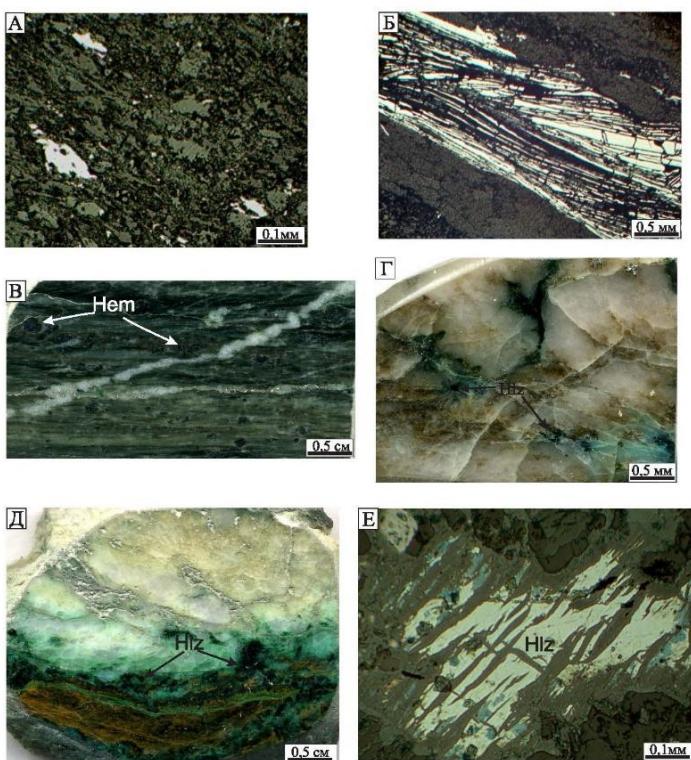


Рисунок 4-38. Минералогия Ороекского рудопроявления (Глухов, Тюкова, 2020): А – ориентированная вкраpledность гематита в сланце; Б – пластинчатое строение агрегатов гематита; В – выделения гематита по сланцеватости; Г – кварцевый прожилок с халькозином; Д – выделения халькозина на контакте кварцевой линзы с вмещающим сланцем; Е – реликты халькозина, замещаемого ковеллином и малахитом.
Фото Е.Э. Тюковой

существенно нарушены в ходе неоднократных эпох деформаций и метаморфизма (Глухов и др.,

На южной окраине Приколымского поднятия известно рудопроявление Зеленый Пласт, где меденосная залежь мощностью 1 – 5 м приурочена к аллохтону углеродистых филлитов ороекской свиты, надвинутому на девонскую карбонатную толщу (Шпикерман, Шпикерман, 1996). На северном фланге Приколымья известны проявления медной минерализации среди обломочных пород протерозоя (Давыдов и др., 1988). Среди девонских вулканогенно-осадочных молассовых отложений Ярхонского субтеррейна медная минерализация развита намного более локально. Она представлена сульфидной вкраpledностью и примазками гипергенных минералов меди в пестроцветных песчаниках и известковистых алевролитах (В. С. Шульгина и др., 2016ф). Содержания Cu достигают 1,17 %.

Таблица 4-16. Вертикальная геохимическая зональность по разрезу верхнеороекской подсвиты

Пачка	Состав пород	Мощность, м	Значения геохимических индикаторов			
			Ag, г/т	Li, г/т	Mg, г/т	Cu/(Pb+Zn)
1 (7)*	Хлоритовые сланцы, алевролиты (70)	70	<u>2,9**</u>	<u>33,7</u>	<u>1,8</u>	<u>40,4</u>
			1,4 - 9,5	7,4 - 52,0	0,3 - 2,8	5,9 - 146,5
2 (13)	Графит-хлорит-серицитовые (с пиритом) сланцы тонкоплитчатые	130	<u>1,5</u>	<u>33,4</u>	<u>1,5</u>	<u>21,9</u>
			0,3 - 3,6	11,3 - 25,4	0,4 - 1,5	0,7 - 55,4
3 (2)	Кварциты кремовые с прослойями песчаников, кварц-слюдистых сланцев и мраморов	140	<u>1,2</u>	<u>25,5</u>	<u>1,3</u>	<u>53,5</u>
			0,3 - 2,1	2,7 - 48,2	0,1 - 2,5	48,8 - 58,1
4	Песчаники тонкослоистые	80	-	-	-	-
5 (12)	Кварц-хлоритоидные сланцы, полимиктовые песчаники с прослойями кварцитов и тонкоплитчатых алевролитов	120	<u>1,0</u>	<u>17,5</u>	<u>1,1</u>	<u>15,6</u>
			0,3 - 4,4	4,5 - 71,5	0,3 - 4,3	3,4 - 170,2
6	Графит-хлорит-серицитовые (с пиритом) сланцы	100	-	-	-	-
7 (1)	Кварц-хлорит-серицитовые сланцы, алевролиты	60	<u>0,3</u>	<u>10</u>	<u>1,00</u>	<u>1,1</u>

Примечание. В скобках – количество анализов. В числителе – среднее геометрическое, в знаменателе – размах содержаний. Прочерк означает отсутствие данных

4.4.6. Формация стратиформных гематитовых руд

Широко развиты на Приколымском поднятии среди пород рифейского терригенно-карбонатного комплекса Шаманихинского и Спиридовонского субтеррейнов и представлены многочисленными гематитсодержащими прослойями мощностью от первых сантиметров до метров, приуроченными к kontaktам рифейских сланцев и карбонатных пород. Содержания Fe в них достигают 45 – 54% (Шульгина и др., 1993ф). Наиболее крупный и изученный объект такого типа – месторождение Победа. Здесь в лежачем крыле опрокинутой антиклинали, сложенном пестроцветными алевролитами, доломитами и песчаниками расположена залежь гематит-маргитовых руд мощностью 3 – 20 м, которая прослеживается на 18 км (Потапова, 1954; Шпикерман, 1998). Содержание Fe составляет 52 – 70 %. Как считается (Шпикерман, 1998), хемогенно-осадочные руды формировались в лагунной обстановке на пассивной окраине кратона.

4.4.7. Формация стратиформных вольфрамовых руд сульфидно-кварцитового типа

Прогнозируется на западе Шаманихо-Столбовского района (Воеводин, 1988). Здесь амфиболиты и плагиогнейсы нижнепротерозойского метаморфического комплекса и ассоциирующие с ними гнейсо-граниты шаманихинского комплекса сопровождаются обширными шлиховыми ореолами рассеяния шеелита (В. А. Шишгин, 1984ф).

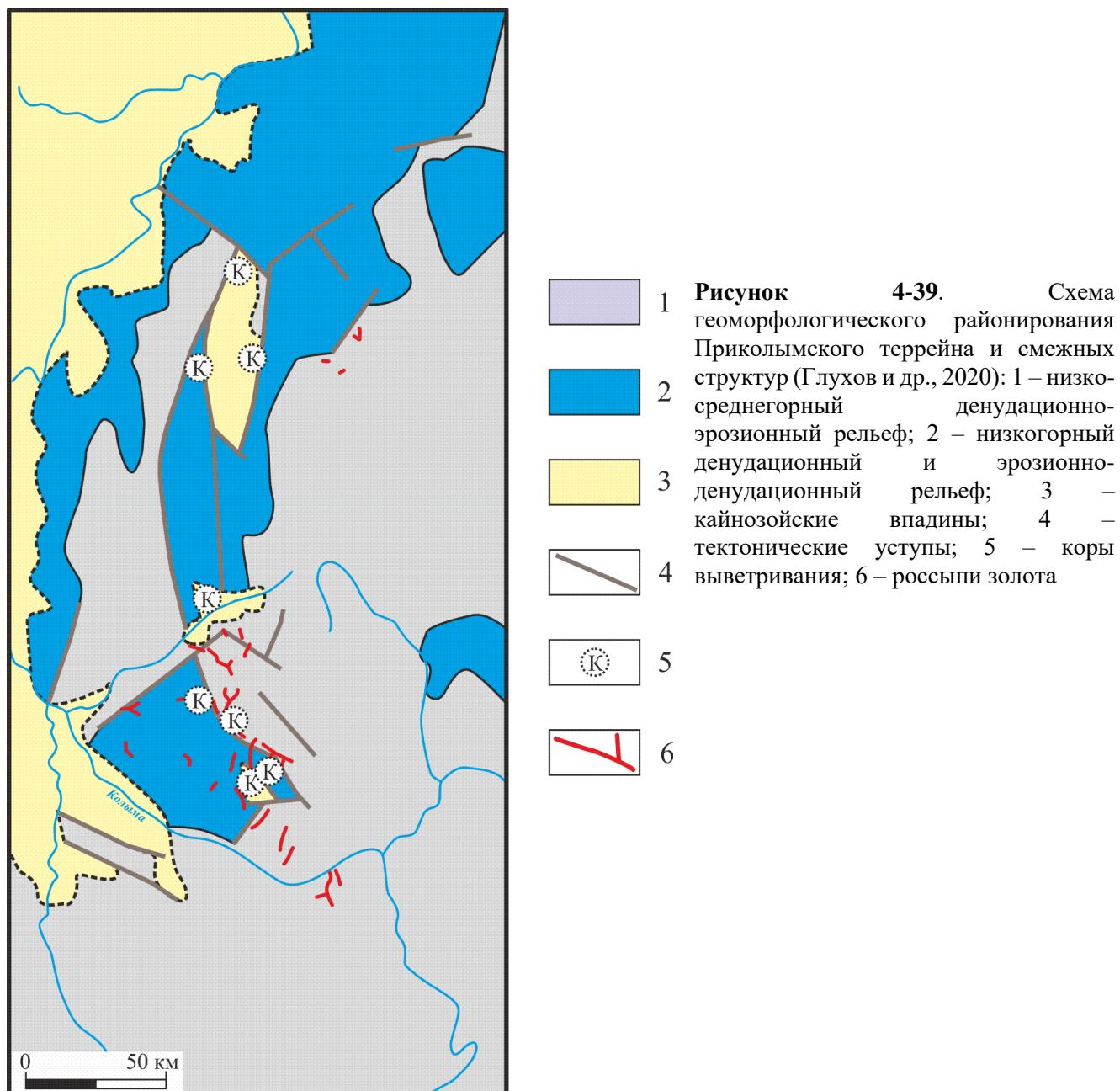
4.4.8. Редкоземельная минерализация неясной формационной принадлежности известна на юго-западном фланге Приколымского поднятия. Она представлена зонами гематитизированных и флюоритизированных палеозойских трахитов, содержащих до 0,1 % Y и Zr, до 0,02 % Be и Yb (В. С. Шульгина и др., 1993ф).

4.4.9. Золотоносные коры выветривания

Основная доля запасов россыпей золота Приколымья сосредоточена в погребенных палеоген-нижнечетвертичных россыпях. Морфология россыпей сложная, четковидная и возникла в результате неотектонических колебаний различного знака и интенсивности. Золото в россыпях представлено, в основном, мелкими фракциями (<1 мм). В пределах контуров наиболее крупных и богатых россыпей (руч. Глухариный, Малая Столбовая, Тимша, Братишка, Рогатый) выделяются участки с резким увеличением глубины залегания (до 70 м) и возрастанием мощности (до 15 м) промышленных пластов, в которых сосредоточено более двух третей запасов золота этих россыпей. Золотоносные отложения здесь представляют собой переотложенную кору выветривания (Глухов и др., 2020; Литвиненко, 2008, 2016; Флеров, 1970, 1971). Реликты кор выветривания сохранились в зоне низко-среднегорного денудационно-эрэзионного рельефа и в кайнозойских впадинах (рисунок 4-39).

Формирование их происходило, по-всей видимости, в палеогене (Баранова, Бискэ, 1967; Гриненко и др., 1997; Данилов, 1985). Продукты переотложения коры выветривания Приколымья имеют палинологически обоснованный верхнепалеоцен-миоценовый возраст (Михайлова, 1997; В. С. Шульгина и др., 1991ф). Во впадинах реликты кор выветривания погребены под аллювиальными и озерно-аллювиальными отложениями значительной мощности (от 5 до 50 м и более). На отрезках долин, где россыпи были сформированы за счет перемыва кор выветривания, они характеризуются резко повышенными мощностями продуктивных пластов (до 10 – 15 м), количество которых может достигать 2 – 4 (Буляков, Леушина, 1981). Самые продуктивные участки россыпей приурочены к зонам контакта метапелитов с карбонатными породами (рисунок 4-40). Образования подобного типа относятся к типу полигенных россыпей структурно-карстово-

эрозионных депрессий и широко развиты в золотоносных районах Урала, Енисейского кряжа, Салаира, Кузнецкого Алатау и других, где они ассоциируют с золотоносными корами выветривания и сформированы при переотложении последних (Калинин 2006; Литвиненко, 2009; Россипные..., 1997).



Гранулометрический состав сохранившихся кор выветривания характеризуется заметным преобладанием крупных фракций (1 мм), а суммарная доля алевритово-песчаного материала не превышает 30 %. Главными слоистыми силикатами являются слюда мусковитового типа, иллит и каолинит, характеризующийся крайней разупорядоченностью; значительные содержания плагиоклазов и кальцита свидетельствуют об экспозиции преимущественно ее нижних, не вполне зрелых (включая зону дезинтеграции) горизонтов. В составе тяжелой фракции

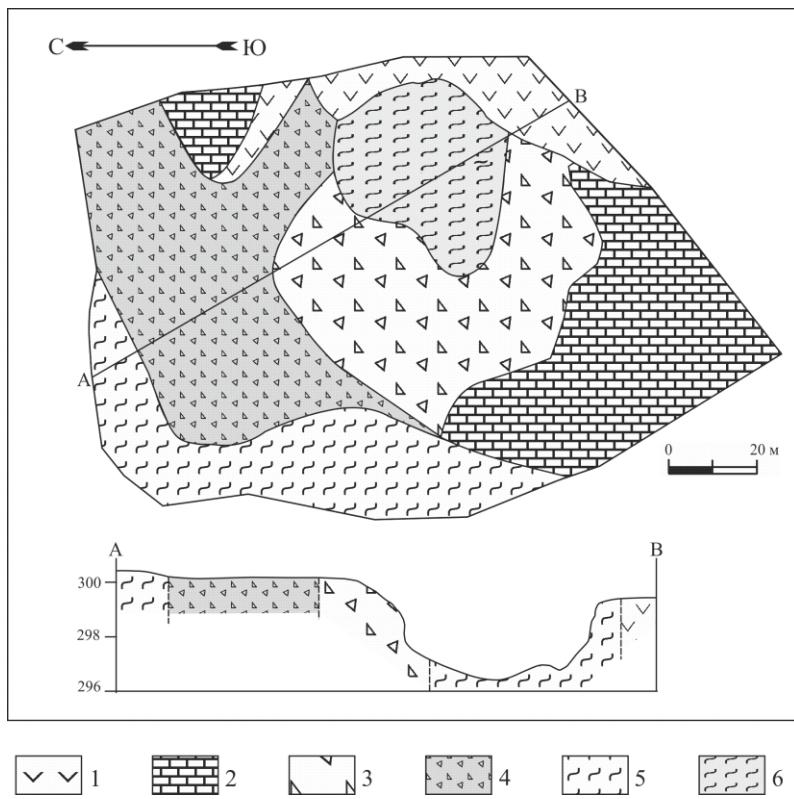


Рисунок 4-40. Зарисовка полотна полигона россыпной золотодобычи, руч. Глухариный, р.л. 113–115 (А) и профиль полотна полигона по линии АВ (В) (Глухов и др., 2020): 1 – метабазиты; 2 – мраморизованные известняки; 3 – мраморизованные известняки, разрушенные до щебня; 4 – мраморизованные известняки, разрушенные до мелкого щебня и дресвы; 5 – глина пестрая, ожелезненная, с редким щебнем известняков; 6 – глина серо-белая со щебнем и гравием известняков

преобладают дистен, актинолит, эпидот, гранат. Среди рудных минералов наиболее высокие концентрации образует магнетит, несколько более низкие – лимонит, гематит и пирит.

Сохранившиеся коры выветривания Приколымья относятся к нижним горизонтам (зона дезинтеграции или сапролит) сиалитного профиля выветривания. Состав коренного субстрата, представленный в том числе известняками и карбонатсодержащими метасоматитами, развитыми по хлорит-серицитовым и амфиболсодержащим сланцам (Василенко, Глухов, 2001), с одной стороны, был благоприятен для коро- и карстообразования, а с другой – низкое содержание сульфидов в гидротермальных тектонитах, в том числе золотоносных), не способствовало существенному

обогащению остаточного материала кор выветривания золотом, в том числе, в результате его гипергенного перераспределения. Золото в рудах и россыпях Глухаринского узла характеризуется аналогичными типоморфными особенностями (Глухов и др., 2020). Это дает

основание полагать, что большая его часть поступила в россыпи непосредственно из разрушающихся рудных тел, минуя промежуточные коллектора.

4.4.10. Золотоносные конгломераты

Золотосодержащие базальные конгломераты известны в основаниях разрезов нижнего и среднего девона и верхней юры и описаны В. С. Шульгиной (1991ф). Наиболее изучены верхнеюрские конгломераты илинътасской свиты (В. А. Шишкун, 1984ф), вскрытые в обнажениях правого борта р. Малая Столбовая (В. С. Шульгина, 1991ф). Здесь в разрезе общей мощностью 427 м выделены пять грубообломочных пачек мощностью 5 – 17 м (рисунок 4-41), к базальным частям которых приурочены повышенные (до 2 г/т) содержания золота. Золотоносные горизонты залегают на образованиях древней переотложенной коры выветривания, обломочный материал в них представлен кварцитами, филлитами, метабазитами, риолитами, различной зернистости кварцем с пустотами выщелачивания сульфидов и карбонатов. Автохтонный состав и слабая окатанность обломочного материала свидетельствуют о минимальной его транспортировке. Золото, наряду с пиритом, халькопиритом, арсенопиритом, галенитом, молибденитом присутствуют как в гальке кварца, так и в цементе. По данным И. С. Литвиненко и др. (1991ф), золото в позднеюрских конгломератах слабо окатанное, уплощенной морфологии, крупностью менее 0,25 мм. В бассейне руч. Гудок, к югу от рассматриваемого района, пачка среднедевонских конгломератов мощностью 200 м содержит в обломочном материале кварциты, доломиты, жильный кварц. Из 78 отобранных проб 82 % содержат золото в количествах от 0,01 до 0,08 г/т, 4 % – 0,5 – 1,8 г/т (Шульгина, 1991ф). Подобные же конгломераты, содержащие в обломочной части кварциты, кварцito-песчаники и известняки, отмечены в основании среднедевонской ярходонской свиты (Гагиев и др., 1991). Источники золота в рассматриваемых конгломератах неясны, ими могли являться как гипотетическое докембрийское орогенное золотое оруденение, которое могло быть связано с позднерифейской аккрецией Спиридовского субтеррейна к окраине САК, так и палеозойское золото-редкометалльные проявления Омолонского террейна (см. ниже).

Литология	Мощность, м	Содержание золота		Минеральный состав тяжелой фракции (в порядке возрастания количества знаков)
		знаков, шт.	г/т	
	43	2	0,02	
			<0,005	Галенит, халькопирит, арсенопирит, пирит, барит
	37	1	0,008	
			<0,1	Золото, галенит, барит, пирит
	58	2,0	<0,005	
			<0,005	Золото, арсенопирит, халькопирит, галенит, барит
	108	1	0,01	
			0,03	Галенит, пирит, магнетит
	113	2,0	0,01	
			<0,005	Молибденит, халькопирит, пирит, магнетит,
	108	1	0,006	
			0,01	Галенит, халькопирит, пирит, барит, магнетит
	113	2,0	0,006	
			<0,005	Галенит, сфалерит, магнетит, барит
	113	0,1	0,1	
			<0,005	Халькопирит, пирит, магнетит
	113	2,0	0,006	
			<0,005	Галенит, пирит,



* * *

Состав вещественных комплексов Приколымского террейна отражает существовавшую на протяжении большей части его геологической истории геодинамическую обстановку пассивной континентальной окраины с циклически проявленным (рифей, ранний-средний палеозой) рифтогенезом, изредка осложнявшуюся субдукционными и коллизионными (поздняя юра-ранний мел) событиями. Металлогенез Приколымья характеризуется закономерной взаимной сменой сингенетической минерализации (пластовые железные руды) вначале эпигенетической стратiformной (медиевые песчаники, стратиформные Pb-Zn руды), а затем жильно-прожилковой (медио-молибден-порфировая, золото-серебряная золото-редкометалльная формации). Преобладают пологие рудовмещающие структуры.

Рисунок 4-41. Литологический разрез верхнеюрских отложений в правом борту р. Малая Столбовая с данными опробования (по В. С. Шульгиной, 1991ф): 1 – осадочные брекции с глинисто-песчаным цементом переотложенной коры выветривания; 2 – конгломераты; 3 – гравелиты; 4 – песчаники; 5 – алевролиты

Глава 5

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И РУДОНОСНОСТЬ ОМОЛОНСКОГО КРАТОННОГО ТЕРРЕЙНА

5.1. Структурно-вещественные комплексы

В геологическом строении Омolonского террейна (рисунок 5-1) принимают участие различные по составу вещественные комплексы широкого стратиграфического диапазона – от архея до кайнозоя. В. М. Мерзляков с соавторами (1984) выделяли здесь архейско-раннепротерозойский кристаллический фундамент, рифейско-среднеюрский чехол и верхнеюрско-нижнемеловой орогенный комплекс. Кроющие образования представлены широко развитыми континентальными известково-щелочными вулканитами, которые сгруппированы в три разновозрастных окраинно-континентальных вулканогенных пояса: Кедонский (КВП, D₂ – C₁), Олойский (ОВП, J₃ – K₁) и Охотско-Чукотский (ОЧВП, K₁₋₂). Стратифицированные комплексы прорывают крупные батолиты, относимые к трем интрузивным комплексам – абкитскому (силур), булунскому (ранний карбон), пенгинскому (поздний мел).

5.1.1. Архейско-раннепротерозойский кристаллический фундамент

Метаморфические породы архея и раннего протерозоя выходят на дневную поверхность на большом количестве участков, площадь которых составляет от первых до сотен км². Наиболее значительные по площади выходы кристаллического фундамента Омolonского массива находятся в юго-восточной части террейна, в бассейне верхнего течения р. Омлон. Они образуют четыре изолированных протяженных полосы субмеридионального простирания (с запада на восток): Ольянинскую, Коаргычансскую, Закоронную, Ауланджинскую (Геодинамика..., 2006).

Раннедокембрийским метаморфическим комплексам Омolonского массива посвящен обширный массив литературы (Авченко, 2018; Авченко, Лаврик, 1993; Акинин, Жуланова, 2016; Жуланова, 1990; Левин, 1975, 1979, 1991; Гринберг и др., 1981), содержательный обзор значительной части которого приведен в монографии В.М. Шевченко (2006). Она рассматривает структуру раннедокембрийского яруса Омolonского массива как классическую для кратонов триаду – «гранулитовая инфраструктура+гранито-гнейсовые купола+зеленокаменные пояса (троги). Сводка результатов изотопных U-Pb, Pb-Pb и Sm-Nd определений возраста метаморфических пород Омolonского массива приведена в таблице 5-1. Наиболее древние

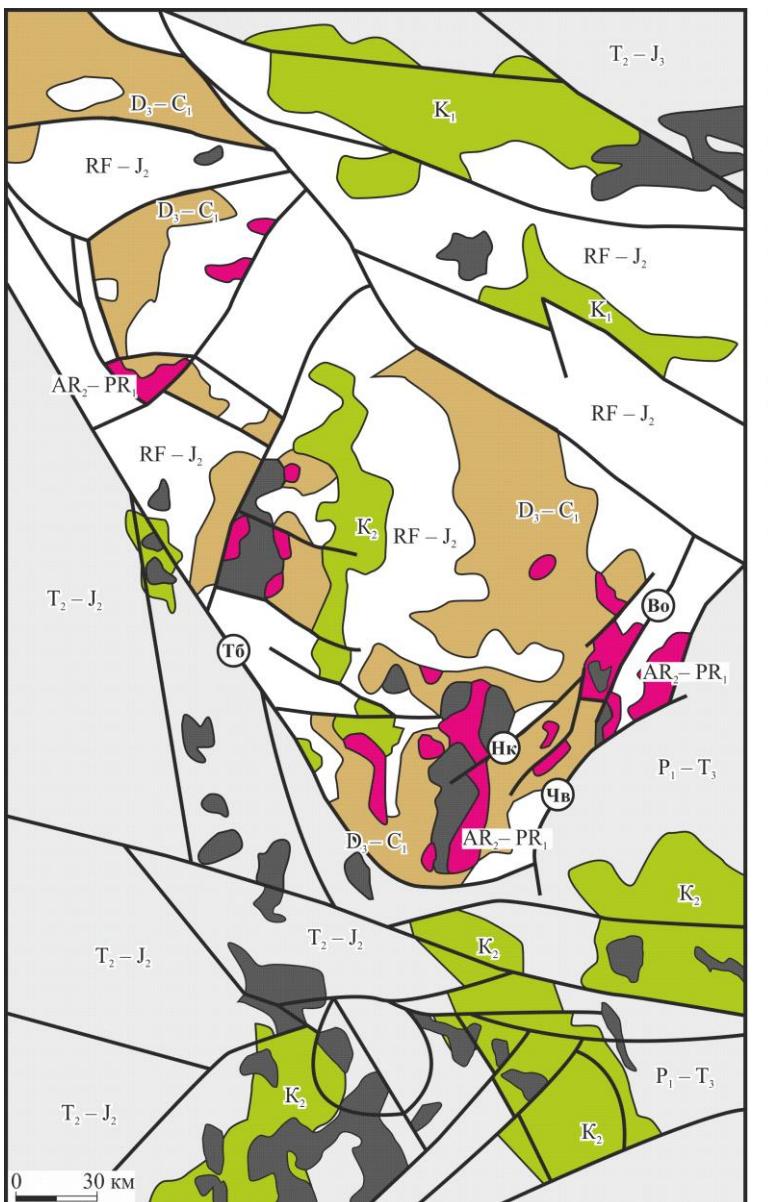


Рисунок 5-1. Тектоническая схема Омолонского террейна (по А.М.Гагиевой и И.Л. Жулановой, 2011, с изменениями и дополнениями):
 1 — дорифейский кристаллический фундамент; 2 — рифейско-среднеюрские терригенно-карбонатные комплексы пассивной окраины; 3 — Кедонский вулкано-плутонический пояс окраинно-континентальной природы (верхний палеозой); 4 — позднемезозойские Охотской-Чукотский окраинно-континентальный и Олойский островодужный вулкано-плутонические пояса; 5 — триасово-юрские террейны складчатого обрамления; 6 — гранитоиды; 7 — разломы

Буквенные обозначения разломов: Тб – Тебанинский, Нк – Нэкучанский, Во – Верхне-Омолонский, Чв – Чайвавеемский

породы (инфраструктура) представлены плагиогнейсами и амфиболитами ноддинского комплекса с абсолютными возрастами 1,94 – 3,40 млрд. лет. Гнейсы, амфиболиты, чарнокиты, метаультрамафиты и кристаллические сланцы ауланджинского комплекса (U-Pb и Sm-Nd возраста 1,68 – 2,90 млрд. лет), а также гнейсы и кварциты хебикенджинского комплекса (Rb-Sr возраст $1,88 \pm 0,17$ млрд. лет; Жуланова, 1990) образуют, с эти позиций, гранито-гнейсовые купола. По одному из образцов очкового гранито-гнейса получен U-Pb возраст 1989 ± 17 млрд. лет (В. М. Кузнецов, П. Н. Усов, 2017ф). Троговые образования представлены амфиболитами, метабазитами, кварцитами и порфириодами батикского и правобургалийского комплексов (U-Pb возраста 1,91 – 2,03 млрд. лет, Шевченко, 2006), внедрение которых отразилось в изотопных датировках цирконов из архейских комплексов (Акинин, Жуланова, 2016). Завершение формирования дорифейского кристаллического фундамента Омолонского массива (т.е. его консолидация, по Б. М. Чикову, 1978), маркируется гранитизацией (Rb-Sr возраст

Таблица 5-1. Результаты изотопных определений возраста докембрийских пород Омоловского террейна U-Pb, Pb-Pb и Sm-Nd методами

Порода	Толща (комплекс)	Метод	Материал	Возраст, млрд. лет	Ссылка	
Биотитовый гранито- гнейс	ноддинский	U-Pb	циркон	$3,40 \pm 0,15$	Бибикова и др., 1978	
Двутироксеновый кристаллосланец		Pb-Pb	валовая проба	3,25	Шевченко, 2006	
Плагиогнейс		Sm-Nd	валовая проба	3,20 – 3,37	Бибикова, 1989	
Плагиогнейс		U-Pb	циркон	2,96 – 3,18	Бибикова, 1989	
Гнейс биотит-амфиболовый		U-Pb (SIMS)		$2,45 \pm 0,01$	В. М. Кузнецов, А. Н. Усов, 2017ф	
Парагнейс амфиболовый				$2,45 \pm 0,01$		
Гнейс амфибол-магнетитовый				$1,94 \pm 0,02$		
Эклогит	ноддинский	U-Pb (SIMS)	циркон	$1,90 \pm 0,006; 3,23 \pm 0,05$	Акинин, Жуланова, 2016	
Очковый гнейс	верхнеомолон-ский	U-Pb (SIMS)	циркон	$2,56 \pm 0,01$	В. М. Кузнецов, А. Н. Усов, 2017ф	
Очковый гнейс				$1,99 \pm 0,01$		
Мигматит-гранит				$1,95 \pm 0,01$		
Биотит-гранатовые гнейсы	ауланджинский	термо-эмиссионный	циркон	1,68 – 2,90	Шевченко, 2006	
Биотит-гранатовый гнейс	ауланджинский	Sm-Nd	валовая проба	2,01	Шевченко, 2006	
Гнейсы	ауланджинский	U-Pb	циркон	1,99 – 2,25	Шевченко, 2006	
Кристаллосланцы	батикский	U-Pb	циркон	1,91 – 2,03	Шевченко, 2006	

гранитизированных гнейсов 1622 ± 20 млн лет, Котляр и др., 2001), внедрением метагаброидов стрелкинского комплекса (Rb-Sr возраст 1479 ± 31 млн лет, Шевченко, 2006) и формированием железистых кварцитов (Rb-Sr возраст 1150 ± 78 млн лет, (Котляр и др., 2001), галька которых встречается в рифейских конгломератах (Горячев и др., 2017).

5.1.2. Рифейско-среднеюрский структурный ярус

Основание терригенно-карбонатного комплекса рифея – нижнего палеозоя слагают песчаники, кварцито-песчаники, алевролиты, пестроцветные известняки *нюючалинской*, *заросшинской* и *ольдянинской* свит среднего-верхнего рифея. Для нуючалинской свиты И. Н. Котляром и И. Л. Жулановой получена Rb-Sr изохrona, отвечающая возрасту 815 ± 43 млн лет (2001), и вероятно, отражающая время диа-катагенетических процессов. Спецификой Омлонского массива является присутствие в составе чехла рифтогенного вулканогенно-терригенного комплекса нижнекембрийского возраста, развитого на его северо-западной окраине и представленного пестроцветными полимиктовыми песчаниками *визуальнинской*, *сезамской* и *гусаровской* свит с прослойями базальтов и туффитов (Гагиев, Ткаченко, 2000). Базальтам комагматичны силлы, дайки и кольцевые интрузии габброидов. Аналогичные образования известны также и на Приколымском поднятии, где они характеризуются K-Ar возрастом 546 ± 26 млн лет (Геодинамика..., 2001). Следует упомянуть результаты Rb-Sr датировок галек риолитов из базального горизонта в основании сезамской свиты, которые составили 1043 и 1430 млн лет (Пепеляев, 1974). На Северо-Востоке кислые вулканиты рифейского возраста неизвестны. Внутриплитный магматизм и на Приколымье и на Омлонском массиве может быть связан с рифтогенными событиями, порожденными литосферным расколом, прошедшим через зону сочленения Северо-Азиатского и Северо-Американского кратонов, существовавшую в раннем кембрии (Kiselev et. al., 2016). В ордовике возобновилось развитие терригенно-карбонатного комплекса. Доломиты, пестроцветные известняки и песчаники *древнинской толщи*, *ущельнинской* и *нарзанской* свит с размывом перекрывают толщи кембраия.

Крупные, концентрически-зонального строения, интрузии кварцевых, щелочных и нефелиновых сиенитов *анмандыканского комплекса* раннепалеозойского возраста. Они развиты в центральной части массива. Абсолютный U-Pb возраст (SIMS) монцонитов и сиенитов $424,6 \pm 4 - 425,5 \pm 5$ млн лет (В. М. Кузнецов, А. Н. Усов, 2017ф), K-Ar нордмаркитов по амфиболу 427 ± 6 млн лет (Гагиева, 2013). Граниты и гранодиориты *абкитского комплекса*, слагают крупные батолиты в краевой и центральной частях Омлонского массива. Абсолютный возраст определенный Rb-Sr методом, для гранитов Абкитского массива, составил 420 ± 14 млн лет (Гельман, Терехов, 1973), для Коаргычанского plutona – 425 ± 160 млн лет (Горячев и др., 2017).

Сиениты анмандыканского и гранитоиды абкитского комплексов по всей видимости, составляют единую магматическую ассоциацию (Фадеев, Шпетный, 1978); их геодинамическая природа проблематична. С одной стороны, структурная позиция и петрографический состав могут указывать на внутриплитное происхождение. С другой, есть аргументы в пользу их коллизионной природы (Шпикерман, Горячев, 2001): силурийский возраст, соответствующий крупному стратиграфическому перерыву (Ткаченко, Гагиев, 2000), положение соответствующих им точек на диаграмме Пирса (В. М. Кузнецов, А. Н. Усов, 2017ф).

Вулканогенный окраинно-континентальный комплекс КВП (Гагиева, 2011, 2014; Горячев и др., 2017; Сидоров и др., 2011) широко известен под наименованием «кедонская серия». Он включает (снизу вверх) три крупных «ритма»: андезиты, кварцевые латиты, трахириолиты (*ачеканская, зеркальнинская, произвольнинская, ледниковая толщи*), базальты, трахиандезиты (*ягоднинская, захаренковская толщи*), риолиты, трахиандезиты, риодакиты (*фрамская, кубакинская, гурниковская свиты, цокольная толща*). Начало формирования КВП датируется рубежом раннего и среднего карбона: U-Pb датировка циркона из трахиандезита ачеканской толщи $400,5 \pm 4,4$ млн лет (Гагиева, Жулanova, 2011), возраст дацитов завершающего «ритма» соответствует границе позднего девона и карбона (рисунок 5-2). Туфогенные песчаники и конгломераты *крестикской, бургалинской и ючугейской свит*, а также углистые алевролиты и аргиллиты *корбинской свиты* с прослойями песчаников и гравелитов несогласно перекрывают вулканиты кедонской серии (Гагиев и др., 2000; Терехов, 1979) и начинают разрез терригенного комплекса раннего-среднего карбона. Он представляет собой континентальную молассу, формирование которой зафиксировало окончание орогенеза. Верхнюю часть разреза комплекса слагают алевролиты *ольчинской свиты* среднекаменноугольного возраста.

Эффузивам комагматичны гранодиориты, граносиениты, кварцевые монцониты, диориты булунского (U-Pb возраст $375 - 369 \pm 3$ млн лет, Акинин и др., 2020) и граниты *алы-юряхского интрузивного комплексов* (Rb-Sr возраст 321 ± 8 млн лет, Горячев и др., 2017).

Вопрос о возрасте булунского (*алы-юряхского* на севере ОМ) комплекса гипабиссальных гранитоидных интрузий, который традиционно считается комагматичным вулканитам кедонской серии (Горячев и др., 2017; Лычагин и др., 1987), и с которым ассоциирует медно-порфировая минерализация, остается открытым. С одной стороны, их U-Pb датировки показывают даты $375 - 369 \pm 3$ млн лет (Акинин и др., 2020). С другой, булунские интрузии прорывают все отложения древнее раннекаменноугольных (Горячев и др., 2017). Нами был продатирован U-Pb способом (TIMS) возраст гранодиорит-порфиров, слагающих небольшой (2 км^2) шток на восточном фланге Биркачанского рудного поля (Глухов и др., 2023) и вмещающих прожилки жилы с Au-Ag минерализацией (месторождение Нижний Биркачан, Глухов и др., 2023). Материал пробы был

отобран из керна поисковой скважины с глубины 18 – 20 м. Аксессорный циркон в пробе представлен идиоморфными и субидиоморфными прозрачными кристаллами светло-коричневого цвета размером 50 – 150 мкм с коэффициентом удлинения 1,5 – 5,0. Габитус изменяется от короткопризматического до длиннопризматического и игольчатого. Для внутреннего строения циркона характерна тонкая магматическая зональность, в некоторых кристаллах имеются унаследованные ядра. Точки изотопного состава (рисунок 5-2) образовали дискордию, нижнее пересечение которой с конкордией составляет 338 ± 5 млн лет ($\text{СКВО} = 0,41$). Вместе с тем, точка изотопного состава циркона № 1 располагается на конкордии, а его конкордантный возраст составляет 335 ± 2 млн лет ($\text{СКВО} = 0,93$). Обе оценки возраста совпадали в пределах погрешностей, следовательно, мы полагаем, что конкордантное значение возраста циркона 335 ± 2 млн лет отвечает возрасту его кристаллизации. Полученные данные подтверждают предположение, что внедрение интрузий булунского комплекса завершало формирование КВП. С учетом имеющейся Rb-Sr датировки гранитов алы-юряхского комплекса 321 ± 8 млн лет (Горячев и др., 2017), и возраста перекрывающих вулканиты осадочных пород, верхнюю возрастную границу формирования рассматриваемой гранитоидной ассоциации можно достаточно уверенно принять как 320 – 340 млн лет (нижний серпухов – верхнее визе). Маловероятно, что формирование комплекса малых близповерхностных интрузий могло быть растянуто на 40 млн лет, а его завершение на 20 – 30 млн лет оторвано от завершения комагматических вулканических излияний. Поэтому я полагаю, что так называемый булунский комплекс включает в себя интрузии различного возраста, внедрившиеся в разных обстановках.

Анализ имеющихся данных, как геологических, так и изотопных, позволяет предположить существование в раннекарбоновое время на Омолонском массиве «посткедонского» магматического этапа. В развитии активных континентальных окраин выделяется завершающий рифтогенный этап (Ярмолюк, Коваленко, 1991), который связывают с взаимодействием континентальной и океанической плит при вовлечении в зону субдукции океанической спреддинговой зоны (Самойлов, Ярмолюк, 1992), либо со сдвиговыми смещениями, происходившими в обстановке трансформной континентальной окраины (Геодинамика..., 2006). В частности, на Северо-Востоке Азии рифтогенные магматические образования выделяются в осевой (хакаринская, магдыкитская, чуванская, нунлингранская свиты; (Котляр, Русакова, 2004) и тыловой (печальгинский комплекс, Глухов и др., 2009б) зонах ОЧВП альб-кампанского возраста. В пределах КВП подобные образования до сих пор были неизвестны, при том, что наличие у него стандартной для активных окраин андийского типа поперечной зональности сомнений не вызывает (Горячев и др., 2017).

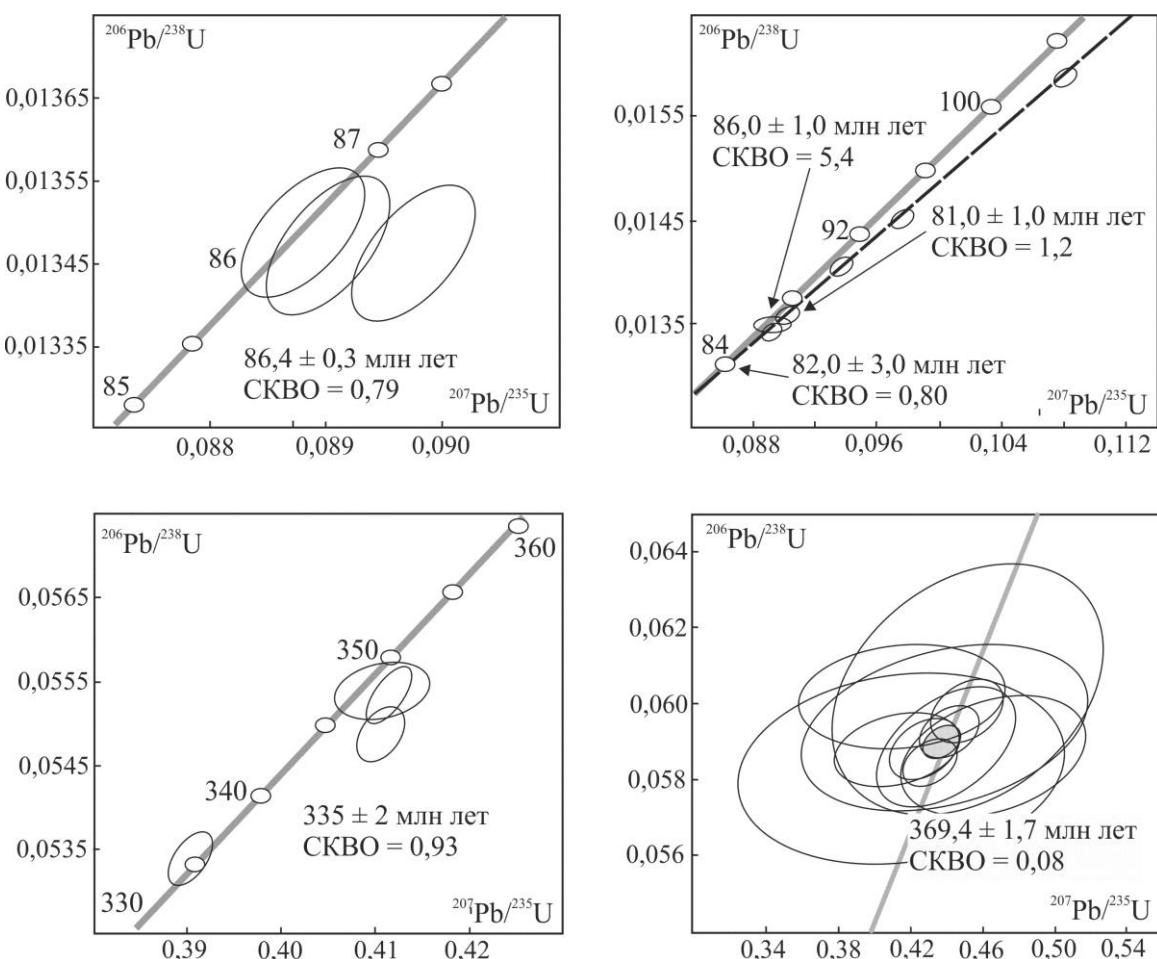


Рисунок 5-2. Результаты U-Pb датирования изверженных пород Омлонского террейна, вмещающих разнотипное оруденение: Cu-Mo порфировое рудопроявление Захаренко (Глухов и др., 2022), монцодиориты (а), скарновое Ag-Pb-Zn Седое (Глухов и др., 2022), монцодиориты (б); Au-Ag месторождение Нижний Биркачан (Глухов и др., 2023), гранодиорит-порфиры (в); Au-Ag месторождение Кубака (Акинин и др., 2020), туфы дацитов (г)

Логичным предположить, что «посткедонский» магматизм как раз и маркировал завершение субдукционных процессов на активной окраине Омлонского массива в девонско-карбоновое время. Под влиянием особенностей строения массива, а именно наличия консолидированного дорифейского кристаллического фундамента, и, как следствие, контаминации базальтовыми магмами значительных порций сиалического вещества (Павлов, Ящухин, 1989), продукты этого постсубдукционного магматизма по составу должны быть близки шошонитам и латитам. Их аналогом являются шошониты и латиты позднемеловой хакаринской свиты, развитой на погруженном кристаллическом фундаменте Охотского массива (Синдеев, 1988), и близкие по составу шошонитам базальты гармандинского комплекса на погруженном фундаменте Тайгоносского блока Омлонского массива (Полин, 2019). Все они относятся к так называемым «верхним базальтам», завершающим разрез ОЧВП.

И подобные образования на Омлонском массиве известны. Это трахиты, трахиандезиты, трахидациты, кварцевые латиты *снайперской* и *одинокинской* толщ, которые ранее выделялись в самостоятельный молассовый комплекс (Горячев и др., 2017), характеризующий «отдельный,

особый раннекаменноугольный цикл вулканической активности» (Гагиев и др., 2000, с. 65). По соотношению Na₂O, K₂O, CaO и SiO₂ рассматриваемые породы соответствуют шошонит-латитовой ассоциации и близки к изученным нами позднепалеозойским гранитоидам (таблица 5-2, рисунок 5-3; Глухов и др., 2022). По данным В. Н. Егорова (2004), вулканиты *одинокинской толщи* ассоциируют как с комагматичными интрузиями кварцевых сиенитов и монцонитов одноименного комплекса, так и с телами гранитоидов, которые он отнес к *булунскому комплексу*, близких им по химическому составу. По петрохимическому составу и содержаниям несовместимых элементов изученные нами на трех участках позднепалеозойские гранитоиды соответствуют латитовому геохимическому типу (по Л. В. Таусону, 1977). Породы снайперской и одинокинской толщ известны в единичных местах, а площади их выходов малы. Однако, по нашему мнению, ареал распространения раннекаменноугольной *шошонит-латитовой магматической ассоциации* (намного шире; к ней следует относить многие выходы трахиандезитов и латитов, ныне включаемые в состав *ачеканской, ягоднинской, кубакинской и захаренковской толщ кедонской серии* (Горячев и др., 2017; Егоров, 2004).

С верхнего палеозоя по ранний мезозой на окраинах ОМ формировался вулканогенно-терригенно-карбонатный комплекс пассивной окраины, осложненной так называемым «рассеянным рифтогенезом» (Булгакова, 1986). Для него характерны литологическая пестрота и сокращенные мощности разрезов. На северной и восточной окраинах ОМ в его основании залегают песчаники, алевролиты, известняки *намовской свиты* позднекаменноугольного возраста. Они перекрываются пермскими толщами. На остальной площади ОМ разрез комплекса начинается обломочными известняками, песчаниками и гравелитами *джелтинской свиты* нижней перми (Терехов, 1979), которые трангрессивно залегают докембрийских толщах и вулканитах кедонской серии. Они перекрываются песчаниками, алевролитами, известняками верхнепермских *окайлийской и авландинской свит* (В. М. Кузнецов и др., 1998ф). Выше по разрезу с размывом залегают молассоидные отложения нижнего-среднего триаса, представленные алевролитами, аргиллитами, битуминозными известняками с конкрециями карбонатно-фосфатного состава (Терехов, 1979). Для верхнетриасовых отложений характерно появление в алевролитах прослоев туффитов. В составе нижнеюрских отложений преобладают вулканомиктовые и полимиктовые песчаники, на отдельных участках переслаивающиеся с алевролитами, аргиллитами, конгломератами, лавами и туфами трахибазальтов и трахиандезитов *раскохинской свиты* (Лычагин, 1975). Венчают разрез вулканогенно-терригенно-карбонатного комплекса полимиктовые и вулканомиктовые песчаники с прослойями конгломератов и алевролитов (Терехов, 1979).

Таблица 5-2. Содержания главных (в %) и малых (в г/т) элементов в породах позднепалеозойской шошонит-латитовой магматической ассоциации Омоловского массива

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	67.41	64.64	64.40	60.5	60.3	58.8	60.4	62.68	66.87
TiO ₂	0.31	0.47	0.47	0.65	0.63	0.69	0.58	0.46	0.46
Al ₂ O ₃	16.62	15.43	16.95	15.89	16.94	17.37	17.62	16.13	15.49
Fe ₂ O ³	3.37	5.57	5.19	6.02	5.87	6.3	5.16	4.93	3.83
MnO	0.10	0.11	0.11	0.15	0.24	0.13	0.1	0.1	0.1
MgO	0.90	1.81	2.13	1.79	1.74	2.03	1.68	1.94	0.84
CaO	0.53	3.34	3.95	2.23	2.37	4.15	2.56	2.11	1.06
Na ₂ O	5.27	2.36	4.24	5.05	4.85	3.48	5.05	4.54	4.27
K ₂ O	5.36	6.10	2.40	4.05	4.43	3.35	3.65	4.85	5.59
P ₂ O ₅	0.14	0.16	0.17	0.25	0.24	0.24	0.23	0.18	0.12
Ni	9.0	12.9	12.3						
Co	5.2	10.8	10.2						
Ba	1311.5	1257.7	1242.8						
Li	12.5	50.0	10.9						
Hf	5.2	3.1	3.3						
Nb	7.2	5.4	5.1						
Rb	113.6	118.6	35.8						
Sr	214.0	263.9	718.2						
Ta	0.05	0.05	0.05						
Y	14.2	12.8	13.4						
Yb	1.72	1.38	1.67						
Zr	209	106	106						

Примечание. 1 – булунский интрузивный комплекс: 1 – граносиенит, рудопроявление Упрямое; 2 – кварцевый сиенит-порфир, месторождение Нижний Биркачан; 3 – гранодиорит-порфир, рудопроявление Орлиное; 4 – 9 – одинокинский и ауланджинский вулкано-плутонические комплексы (Горячев и др., 2017): 4 – кварцевый латит, район г. Бокал; 5 – трахит, район г. Бокал; 6 – трахиандезит, район г. Бокал; 7 – кварцевый монцонит-порфир, басс. руч. Однокого; 8 – кварцевый сиенит-порфир, басс. руч. Однокого; 9 – граносиенит-порфир, басс. руч. Однокого

Магматические образования представлены раннеюрскими пикритами и перидотитами тумминского и малоауланджинского комплексов с абсолютным K-Ar возрастом 200 ± 4 млн лет (Горячев и др., 2017). Как и более молодые щелочные габброиды ОМ, они имеют плюмовую природу (Сахно, 2001).

5.1.3. Верхнеюрско-меловой структурный ярус

Рифтогенный терригенно-вулканогенный комплекс представлен бимодальной ассоциацией трахибазальтов-трахириолитов и молассоидными верхнеюрскими и

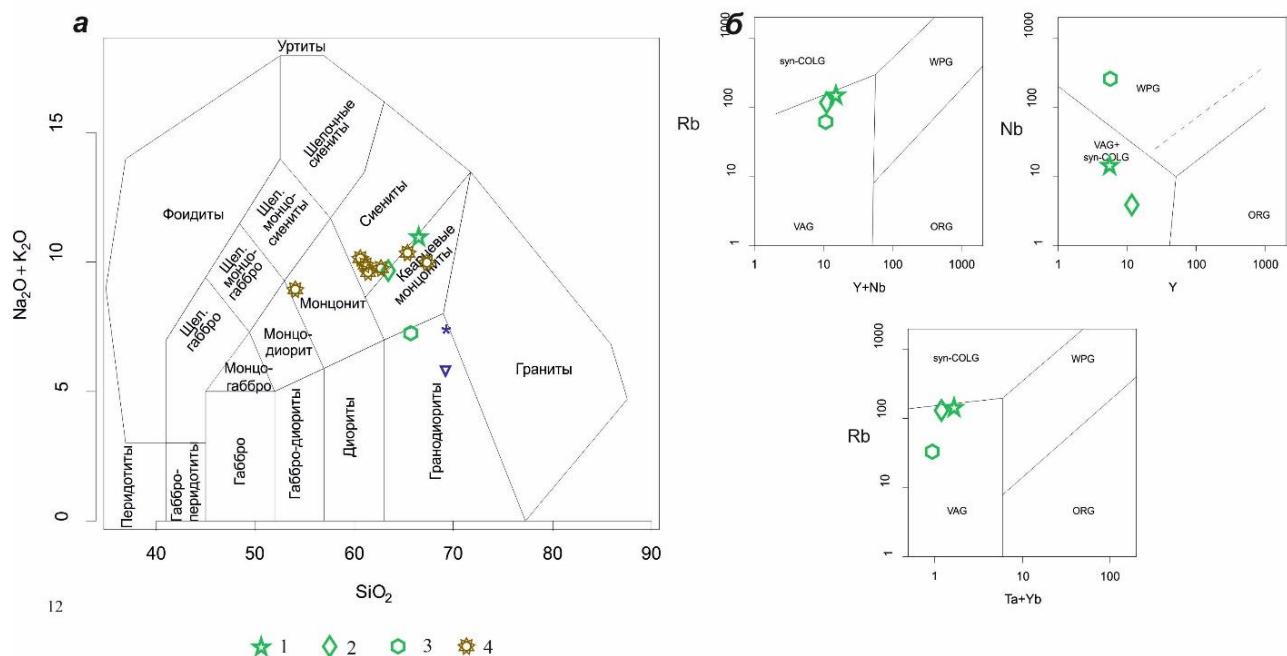


Рисунок 5-3. Диаграмма TAS (а; по Middlemost, 1994) и дискриминационные Rb/Y+Nb, Nb/Y, Rb/Ta+Yb диаграммы (б; по Pearce et al., 1984) для палеозойских магматических образований КВП: 1 – 3 - булунский интрузивный комплекс: 1 – рудопроявление Упрямое, 2 – месторождение Нижний Биркачан, 3 – рудопроявление Орлиное; 4 – одинокинский вулкано-плутонический комплекс (Горячев и др., 2017). Аббревиатуры составов гранитоидов на диаграмме Пирса: syn-COLG – коллизионные, WPG – внутриплитные, VAG – магматических дуг, ORG – океанических хребтов

раннемеловыми терригенными отложениями Хуличанской, Карбасчанской и Айэнэнской впадин (Лычагин и др., 1989, 1990). С ними ассоциируют щелочные габброиды, сиениты и гранитоиды раннемеловых омлонского, хуличанского, бебеканского и талалахского комплексов (Дылевский, 1980, 1997; Мерзляков и др., 1984). Ar-Ar возраст тешенитов 179 ± 8 млн лет (Кузнецов, Усов, 2017); K-Ar возраст тешенитов омлонского комплекса 123 млн лет (Гундобин и др., 1980), эссеекситов – 150 млн лет (Сахно, 2001). Rb-Sr определения показывают возраст эссеекситов 113 млн лет, а граносиенитов Айненэнского интрузивного массива – 118 млн лет (Дылевский, 1997). Породы эссеексит-тешенитовой ассоциации омлонского комплекса по химическому составу близки к лампроитам (Сахно, 2001). Широкое распространение на восточном фланге Омлонского массива мезозойских калиевых базитов, сиенитов и гранитоидов отражает интенсивный рифтогенез плюмовой природы.

Верхнеюрско-раннемеловой комплекс энсиалической островной дуги (или активной окраины трансформного типа) ОВП представлен магматическими ассоциациями Намындыкано-Моланджинской окраинной зоны Омлонского массива (Лычагин и др., 1987): трахиандезитами, риолитами, диоритами, гранодиоритами, монцодиоритами намындыканского и олойского комплексов нижнего мела (Мерзляков и др., 1984; Шпетный, 1980). От образований осевой зоны Олойского пояса они отличаются более высокими содержаниями калия (Лычагин и др., 1989). U-Pb (SIMS) возраст гранодиоритов и монцодиоритов намындыканского комплекса – 136,9 – 143,3

млн лет (Шатова, Серегин, 2021), что согласуется с возрастом гранитоидов осевой зоны ОВП (Кара, 2018; Кара и др., 2019; Комарова и др., 2015).

Меловой окраинно-континентальный комплекс ОЧВП начинается андезибазальтами иульской и чайваевемской свит нижнего мела, которые сменяются риолитами и дацитами верхаламской и снежинской толщ верхнего мела (В. М. Кузнецов и др., 1998ф). Комагматичные интрузии позднемелового пенжинского и наяханского комплексов с U-Pb (SIMS) возрастом 84 – 89 млн лет (М. М. Свириденко, В. И. Шпикерман, 2019ф) представлены гранитами, гранодиоритами, кварцевыми монцонитами, диоритами. К ОЧВП принадлежат и рассекающие Омолонский массив линейные зоны тектономагматической активизации (далее ТМА, Кузнецов, 2006; Лычагин и др., 1987). Наиболее крупной из таких зон является Конгинская (Кузнецов, 1999), представляющая собой линейную структуру протяженностью около 150 км при ширине 15 – 50 км, образованную сближенными вулканоструктурами и интрузивными телами (рисунок 5-1). Вулканические образования наложены на домеловые комплексы и представлены андезитами, дацитами и риолитами, объединенными в конгинскую свиту (Лычагин и др., 1990; Горячев и др., 2017). Среди образуемых ими структур преобладают интрузивно-купольные поднятия; намного реже встречаются вулканические кальдеры или депрессии. В основании свиты залегают конгломераты и песчаники с отдельными прослоями андезибазальтов и остатками позднеальбской и сеноманской флоры (Лычагин др., 1990). Среди эфузивов преобладают андезиты, реже – базальты и дациты; риолиты отмечаются спорадически. Петрохимический состав вулканитов характеризуется повышенной калиевой щелочностью (Лычагин и др., 1990). Интрузии Конгинской зоны объединены в викторинский комплекс (Лычагин и др., 1990) и представлены, в большинстве своем, мелкими (площадь выходов до 10 км²) штоками простого (одно- двухфазного) строения, сложенными преимущественно порфировидными субщелочными породами умеренной кремнекислотности: монцонитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами, граносиенитами. Изредка породы комплекса слагают относительно крупные (40 – 90 км²) интрузивные массивы (Ветвистый, Мрачный). Интрузии прорывают и домеловые комплексы и вулканиты конгинской свиты. Все породы умеренно-щелочные, с калий-натриевым типом щелочности, высокоглиноземистые. U-Pb (SIMS) возраст гранитоидов викторинского комплекса 79 (В. М. Кузнецов, А. Н. Усов, 2017ф) – 86 (рисунок 5-2; Глухов и др., 2021) млн лет. Следует отметить, что ареал развития интрузий викторинского комплекса существенно шире, нежели границы собственно одноименной зоны, и охватывает практически всю центральную и южную части Омолонского массива.

5.2. Тектонические структуры Омolonского террейна, их эволюция во времени

Структуру дорифейского метаморфического фундамента определяют моноклинали, сложенные гранулитами; локально реконструируются также гранито-гнейсовые купола, ядра которых сложены чарнокитами, а обрамление сланцами, амфиболитами и метабазитами (Шевченко, 2006). По геофизическим данным все основные неоднородности глубинного строения Омolonского массива имеют вертикальные или крутопадающие ограничения (Ващилов и др., 1999). В.Л. Кошкарев (1991) по гравимагнитным данным интерпретировал массив как «изометричную область сближенных, в разной степени активно развивающихся начиная с архея гранито-гнейсовых куполов и сопряженных компенсационных прогибов» (с. 54).

Породы рифейско-среднеюрского яруса слагают пологие моноклинали, реже крупные брахисинклинали, разделенные более мелкими антиклиналями. Вулканиты кедонской серии слагают разнорядковые отрицательные и положительные вулканоструктуры. Вулканотектонические депрессии (Захаренковская, Гурникская) имеют близкие к изометричным очертания диаметром 10 – 30 км. Они выполнены центриклинально залегающими кислыми эфузивами. Примером положительных вулканоструктур является Авландинский палеовулкан (Егоров, 2004), имеющий диаметр 10 км.

Деформационную структуру Омolonского массива определяют крутопадающие разломы взбросо-сдвиговой кинематики (рисунок 5-4). К примеру, Верхне-Омolonский глубинный разлом северо-восточной ориентировки, контролирующий размещение палеозойских интрузий, образован крутопадающими ($30 - 75^\circ$) взбросами и левосторонними сдвигами, образующими зону протяженностью более 100 и шириной до 15 км; суммарная амплитуда вертикального перемещения по ним достигает 2 км (Терехов, 1979). Знак вертикальных движений по разлому неоднократно менялся на различных этапах геодинамической эволюции. Другие разломы северо-восточного простирания, контролирующие размещение золото-серебряной минерализации, такие как Грунтовский и Нэкучанский, также являются крутопадающими (сбросы и сдвиги). Взбросы и надвиги известны в южной и западной частях Омolonского массива, где по ним пермские толщи надвинуты на отложения мезозоя. Падение сместителей здесь тоже достаточно крутое ($40 - 75^\circ$), но амплитуды смещения невелики (до 2 км). То же самое справедливо и для Кубакинского взбросо-надвига, по которому дорифейские породы надвинуты на палеозойские. Разлом представляет собой зону дробления мощностью в первые метры и протягивается на несколько десятков километров. Глубина проникновения таких субвертикальных разломов на Омolonского массива подчеркивается существованием Хуличанского рифта, в пределах которого, как предполагается, отсутствует кристаллический фундамент (Дылевский, 1977; Сахно, 2001).

Постараемся реконструировать деформационную историю Омolonского массива и сопоставить ее с геодинамическими обстановками. Всего выделяются пять этапов: дорифейский, рифей-раннепалеозойский, среднепалеозойский, позднепалеозойско-мезозойский, позднемезозойский. На дорифейский этап приходится и консолидация кристаллического фундамента в результате гранитизации исходного субстрата (Жуланова, 1990). Аккреция массива к окраине Северо-Азиатского кратона в позднем палеопротерозое (Смелов, Тимофеев, 2003), сопровождалась динамометаморфизмом (Гагиева, 2011). Индикаторами раннепалеозойского рифтогенеза стали субщелочные базиты и сиениты. Следует упомянуть наличие галек риолитов из базального горизонта в основании нижнекембрийской сезамской свиты (Пепеляев, 1974). Единственные известные на северо-востоке Азии кислые вулканиты докембрийского возраста располагаются на Приколымском поднятии, что указывает на общность Омлонского и Приколымского террейнов в кембрийское время. Внутриплитные процессы на Приколымье и Омлонском массиве могли быть связаны с раннекембрийским рифтогенезом на границе Северо-Азиатского и Северо-Американского кратонов (Khudoley, Guriev, 2003; Kiselev et. al., 2016). В силуре коллизия Омлонского массива с островной дугой (Шпикерман и др., 2001), сопровождалась сжатием, формированием гранитоидов и золото-редкометалльных жил (Горячев и др., 2017). Среднепалеозойский этап характеризовался субдукционным сжатием, связанным с КВП. Релаксация субдукционного стресса привела к растяжению с кальдерообразованием и формированием порфировой и эпiterмальной минерализации. Позднепалеозойско-мезозойский этап характеризовался обстановкой достаточно длительного и интенсивного внутриплитного рифтогенеза плюмовой природы (Сахно, 2001). Его кульминацией, по всей видимости, стало формирование Хуличанского рифта, в пределах которого, как предполагается (Дылевский. 1977; Сахно, 2001), кристаллический фундамент отсутствует. Аккреционно-коллизионные события на рубеже поздней юры – раннего мела привели к развороту Омлонского массива по часовой стрелке (Петрищевский, 2015) и его косой коллизии с Приколымьем (Горячев, 1998; Протопопов, 1997; Шпикерман, 1998). Очередной этап субдукционного сжатия, начался на северо-восточной окраине террейна в поздней юре с формированием ОВП (Геодинамика..., 2006). В меловое время сжатие продолжилось и на юго-восточном фланге в связи с образованием ОЧВП. Его следствием явились (Гуменюк и др., 1988) надвигание складчатого цоколя пояса на краевые зоны Омлонского массива и взбросы архейского фундамента на породы девона-карбона (Верхне-Омлонский и Нэкучанский разломы). Растяжение в тыловой зоне ОЧВП сопровождалось формированием трансформных расколов фундамента – зон тектономагматической активизации.

А)



Б)



Рисунок 5-4 Разломы Омолонского массива: крутопадающий (А) и пологий (Б) взбросы в карьере месторождения Биркачан

Характер тектонических деформаций, как и состав вещественных комплексов отражают стабильную, консолидированную структуру террейна, сформировавшуюся к началу рифея. Сменявшие друг друга эпохи сжатия и растяжения при этом не приводили к существенным деформациям, изменявшим структурный рисунок; они лишь способствовали формированию

субвертикальных расколов кристаллического фундамента, иногда глубоко проникавших вглубь массива. Ярким индикатором этого являются базальтоидные комплексы повышенной щелочности, широко распространенные на Омлонском массиве и формировавшиеся на всем протяжении его фанерозойской истории (Лычагин и др., 1987; Шевченко, 1980).

В геохимической эволюции Омлонского массива, в отличии от Приколымья, начиная с рифея, отсутствует тренд накопления халькофильных элементов и ослабления сидерофильности (таблица 4-5). Даже глобальные темпоральные изменения геохимического спектра вод Мирового океана (Large et. al., 2017) не оказали существенного влияния на распределение химических элементов в рифейско-фанерозайских осадочных толщах Омлонского массива. Другой отличительной чертой является преобладание сиалических элементов и дефицит фемических уже в рифее, что отражает завершение формирования континентальной коры региона к этому времени.

5.3. Рудоносность Омлонского террейна

Месторождения и рудопроявления Омлонского террейна (рисунок 5-5) относятся к нескольким рудным формациям (таблица 5-3). Наиболее многочисленными, изученными и важными в экономическом отношении являются объекты золото-серебряной формации, сформировавшиеся в две металлогенические эпохи: средне-позднепалеозайскую и позднемезозайскую (Горячев и др., 2017). Некоторые месторождения и рудопроявления золота, сопровождаются россыпями.

5.3.1. Железистые кварциты

По данным В.И. Шпикермана (1998), железистые кварциты присутствуют по всех выступах дорифейского кристаллического фундамента Омлонского массива. Наиболее изучено Верхне-Омлонское проявление (Фадеев, 1975). Оно объединяет около 20 крутопадающих тел железистых кварцитов, залегающих среди плагиогнейсов и амфиболитов. Основная залежь протягивается на 3,5 км при мощности 80 – 250 м. Железистые кварциты полосчатые и массивные, сложены магнетитом (45 – 65 %) и кварцем (35 – 55 %) с примесью апатита и амфиболя.

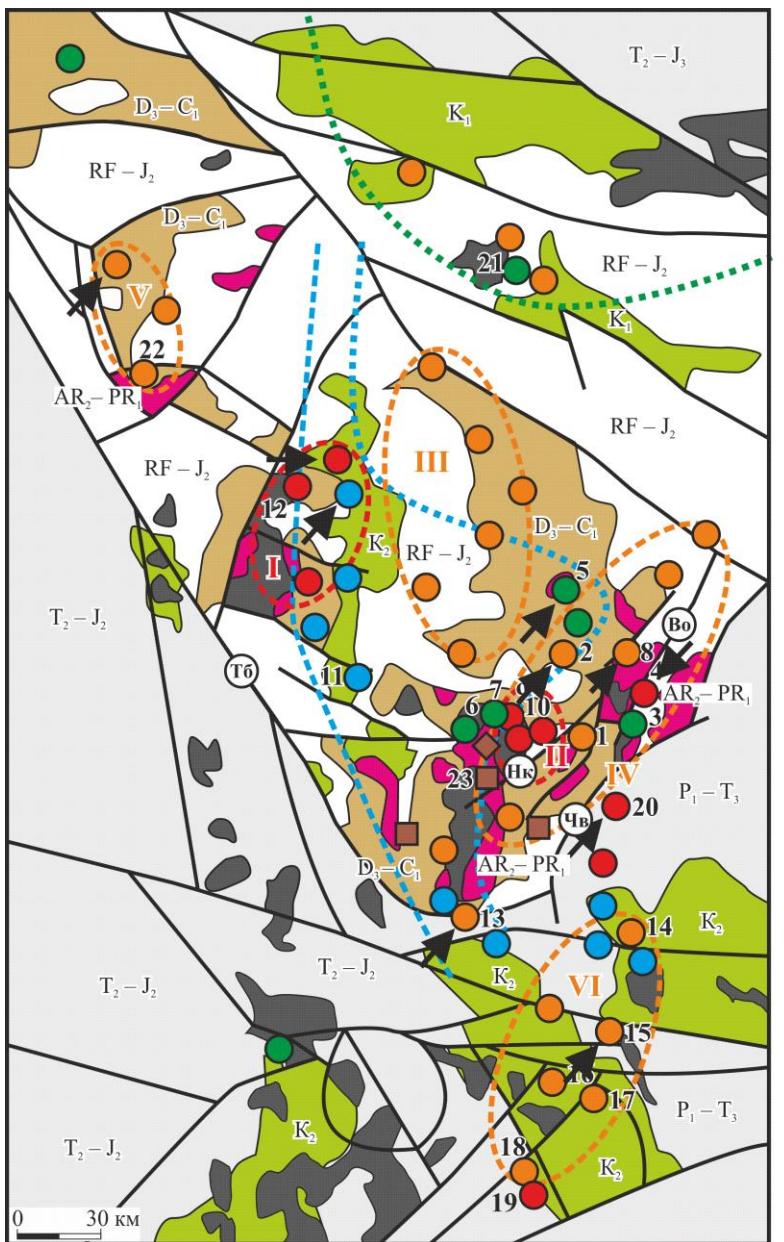


Рисунок 5-5.
Металлогеническая схема
Омоловского террейна: 1 – 7
– см. рис. 5-2;
8–13 – месторождения и
рудопроявления различных
формаций: 8 – Fe-кварциты;
9 – Fe-скарны; 10 – Cu-Mo-
порфировые; 11 – Ag-Pb-Zn;
12 – Au-Ag; 13 – Au-
редкометалльные; 14 – Au-
рудные районы и узлы Au-Bi
(а), Au-Ag (б): I – Абкитский,
II – Анмандыканский, III –
Кедонский, IV – Кубакинский,
V – Хебикенджинский, VI –
Эвенский; 15 – металлогенические
зоны: Олойская (а), Конгинская (б)

Среднее содержания железа 40,5 %. Генезис этого оруденения большинством геологов Северо-Востока традиционно считался метасоматическим (Фадеев, 1975а; Жуланова, 1983), связанным с гранитизацией; А. П. Фадеевым описан переход железистых кварцитов в магнетитовые пироксениты – косьвиты (1975б). Однако И. А. Бергманом (2012) приводятся аргументы в пользу первичного хемогенно-осадочного происхождения железистых кварцитов и их сходства с аналогичными рудами Кривого Рога и Курской магнитной аномалии. Дорифейский возраст железистых кварцитов Омоловского массива подтверждается присутствием гальки руд в рифейских конгломератах и песчаниках (Гагиева, 2011; Геология..., 1983). Для железистых кварцитов И. Н. Котляром и И. Л. Жулановой (2001) получена Rb-Sr изохrona, соответствующая возрасту 1150 ± 78 млн лет. Подчеркнем, что установленная метасоматическая природа

Таблица 5-3. Рудные формации Омлонского террейна

Рудные формации	Возраст, млн. лет	Продуктивные литодинамические комплексы*				Месторождения и проявления (в скобках номера на рисунке 4)	
		наименование	тектоническая позиция	геодинамические обстановки	возраст, млн. лет		
Au-Ag	83 – 79 (Ar-Ar)	игнимбрит-риолитовый (K_2)	ОЧВП	активная окраина	–	Ирбычан (15), Сопка Кварцевая (16), Дальнее (17), Ороч (14), Невенрекан (18)	
Au-Ag	–	монцонит-гранодиоритовый (K_2)	Конгинская зона ОЧВП		86 (U-Pb)	Джелты (13), Коаргычан	
Ag-Pb-Zn	–					Седое (11), Хивач, Вулкан	
Cu-Mo	87 (Ar-Ar)					Вечернее (6), Хрустальное (7), Захаренко (5)	
Au-редкометалльная	90 (Ar-Ar)	гранит-гранодиоритовый (K_2)	ОЧВП	89 – 84 (U-Pb)	Горное (20), Перекатное (19)		
Cu-Mo	–	монцодиоритовый (K_1)	ОВП		144 – 137 (U-Pb)	Медь-Гора (21), Кэн, Мастах	
Au-Ag	298 – 286 (Ar-Ar)	шошонит-латитовый (C_1)	КВП	постсубдукционный рифтогенез на активной окраине	335 (U-Pb)	Кубака (1), Биркачан (2), Нижний Биркачан (8), Ольча (22)	
Cu-Mo	–	гранитоидный (D_3)		активная окраина	375 – 369 (U-Pb)	Табор (3), Орлиное (4), Токур-Юрях	
Au-редкометалльная	–	гранитовый (S_2)	?	коллизионная	433 – 425 (U-Pb)	Нодди (9), Джугаджак (12), Гриша (10)	
REE-пегматиты	–	гранито-гнейсовый (PR_1)	дорифейский фундамент	консолидация фундамента	3400 – 1990 (U-Pb)	Брусничное	
Fe-кварциты	1160 (Rb-Sr)	гнейсово-амфиболитовый ($AR-PR_1$)			Верхне-Омлонское (23)		

*обнаруживающие устойчивые пространственно-временные связи с рудными формациями

рассматриваемых железистых кварцитов и их залегание согласно со сланцеватостью вмещающих гнейсов не позволяют относить их к стратиформному типу

5.3.2. Золото-редкометалльная формация

Проявления золото-редкометалльной формации образуют Абкитский и Анмандыканский рудные узлы (Горячев и др., 2017). В рудопроявлениях Нодди и Джугаджак, детально охарактеризованных М. И. Фоминой (2005, 2006, 2011, 2013), золото-редкометалльное оруденение пространственно совмещено с проблематичной докембрийской золото-кварцевой (?) минерализацией.

Рудопроявление Нодди (рисунок 5-6) располагается в эндоконтактовой зоне Анмандыканского и Коаргычанского плутонов. Представлено ареалом жил и прожилково-жильных зон полевошпат-кварцевого, сульфидно-карbonат-кварцевого и флюорит-сульфидно-кварцевого состава. Аналогичное по строению и составу рудопроявление Джугаждак локализовано в экзоконтакте массива гранитоидов Абкитского комплекса. Мощность жил достигает 2 – 3 м (Горячев, Егоров, 2001), содержание Au в рудах – 48 г/т, Ag 306 г/т, Cu, Pb 1 %, Mo 0,03 %, Te 0,03 %. Геохимический спектр руд Au-Pb-Ag-(W, Mo)-Bi-Zn-As. Рудные минералы представлены магнетитом, гематитом, пиритом, галенитом, сфалеритом, молибденитом, блеклым рудами, теллуридами Au и Ag, самородным золотом. Выделены три минеральные ассоциации, соответствующие трем разным этапам рудообразования: 1) медистое высокопробное (850 –990 %) самородное золото + полисульфиды + магнетит + гематит, 2) умеренно-высокопробное (800–860 %) золото + полисульфиды + теллуриды, 3) электрум (300 – 750 %) + блеклые руды. Первому этапу рудообразования соответствует Rb-Sr дата 1148 ± 23 млн лет (Константинов и др., 2001), третьему – $325 \pm 4,6$ млн лет (Горячев и др., 2017). Температуры рудообразования по данным термометрических исследований образуют широкий интервал – 115 – 450°C (Константинов и др., 2001). Близкими по строению и составу руд являются рудопроявления Гриша и Пробное, также приуроченные к экзоконтактовой зоне Анмандыканского массива.

Золото-редкометалльная минерализация известна также в экзоконтактовых зонах позднемеловых гранитоидных интрузий ОЧВП. Представлена сульфидно-кварцевыми жилами и прожилками и зонами сульфидизированных турмалин-кварц-мусковитовых грейзенов с молибденитом, минералами Te и самородным золотом. Содержания Au достигают 5 г/т, Ag 2 г/т, Mo, As, Bi 0,1 %. Возраст руд золото-редкометалльного месторождения Перекатное, определенный Ar-Ar способом, составил 91 млн лет (Прийменко и др., 2022).

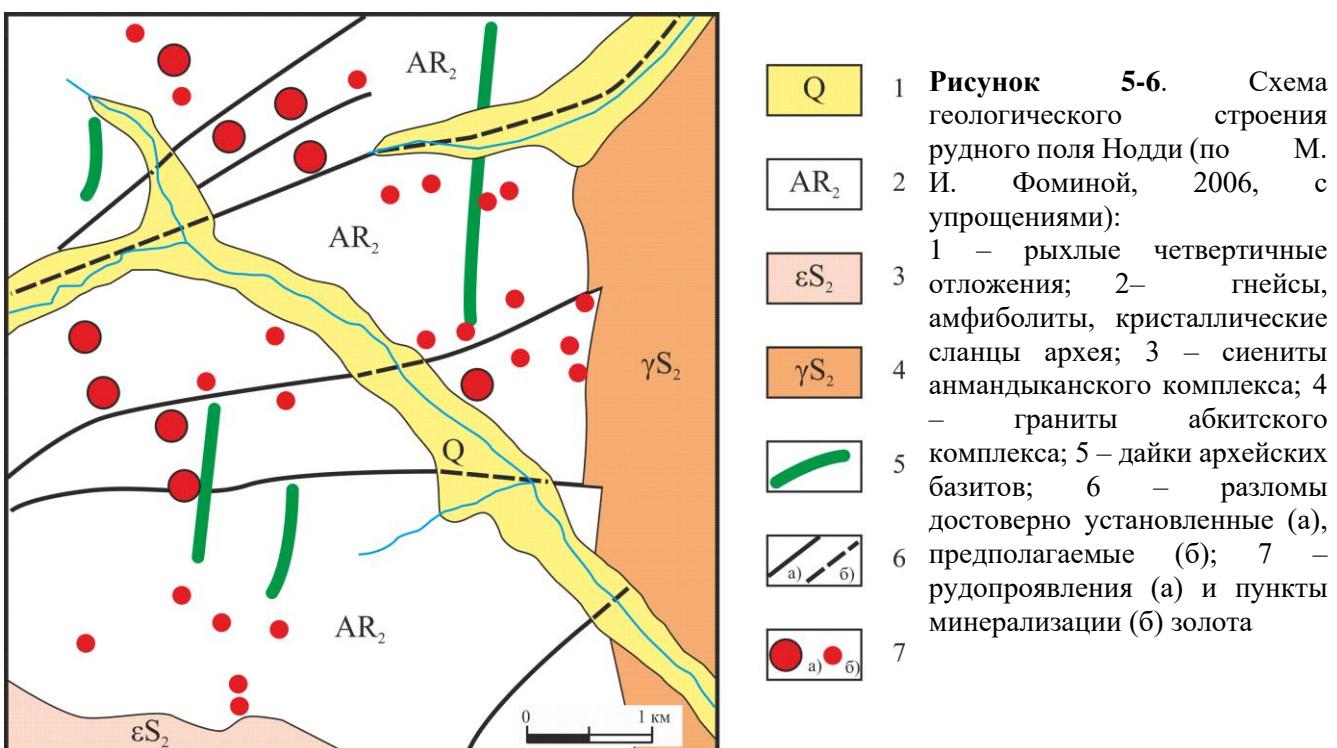


Рисунок 5-6. Схема геологического строения рудного поля Нодди (по М. И. Фоминой, 2006, с упрощениями):

- 1 – рыхлые четвертичные отложения;
- 2 – гнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы архея;
- 3 – сиениты анмандыканского комплекса;
- 4 – граниты абкитского комплекса;
- 5 – дайки архейских базитов;
- 6 – разломы достоверно установленные (а), предполагаемые (б);
- 7 – рудопроявления (а) и пункты минерализации (б) золота

5.3.3. Железорудные скарны

Пространственно ассоциируют с медно-молибден-порфировой минерализацией. Месторождение Скарновое, образующее единое рудное поле с Cu-Mo месторождением Хрустальное, приурочено к экзоконтакту интрузии лейкогранитов (Фадеев, 1974). Рифейские карбонатные отложения здесь превращены в гранат-пироксеновые скарны, вмещающие крутопадающие залежи массивных магнетитовых руд. Содержания Fe 20 – 58 %; в рудах присутствуют шеелит и самородное золото (до 0,3 г/т).

5.3.4. Медно-молибден-порфировая формация

Позднепалеозойская медно-молибден-порфировая формация Омоловского террейна связана с гранитоидами Кедонского вулкано-плутонического пояса. Медно-молибден-порфировые рудопроявления, связанные с палеозойскими гранитоидами группируются в два рудных узла – Авландинский на юге и Ягоднинский на севере. На юге она приурочена к интрузиям гранит-порфиров и кварцевых диоритовых порфиритов бурунского комплекса. Их возраст по данным U-Pb датировок (SIMS) составляет от 375 до 369 млн лет (Акинин и др., 2020). На Табор-Орлином рудном поле с гранитоидами ассоциируют зонально построенные ореолы эпидот-хлоритовых пропилитов и кварц-гидрослюдистых аргиллизитов (рисунок 5-7, а), вмещающие сульфидно-кварцевые штокверки (рисунок 5-8, а) с пиритом, халькопиритом, молибденитом. Содержания меди достигают 0,7 %, молибдена 0,015 % (В. Н. Егоров, 2000ф). На

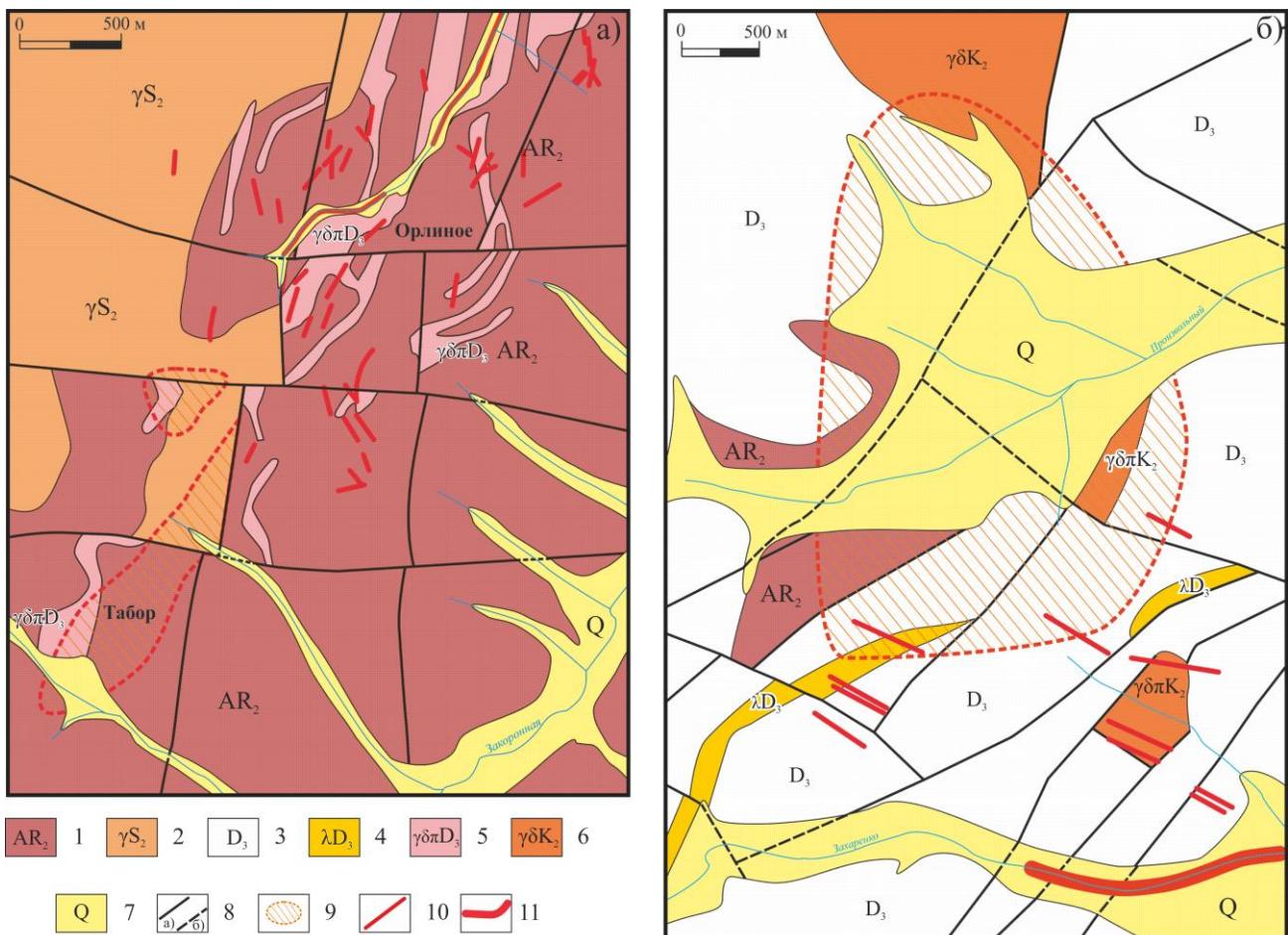


Рисунок 5-7. Схемы геологического строения Табор-Орлинского (по Т. Б. Русаковой, 1991ф) и Захаренковского (по В. Н. Кудиенко и А.В. Садикову, 2002ф) медно-порфировых рудных полей 1 – архейские гнейсы, амфиболиты и кальцифиры; 2 – диориты и гранодиориты абкитского интрузивного комплекса раннего палеозоя; 3 – туфы и игнимбриты риодацитов кедонское серий верхнего девона; 4 – экструзии и субвулканические тела позднемеловых риолитов кедонского комплекса; 5 – гранодиорит-порфиры позднепалеозойского булунского комплекса; 6 – гранодиориты и диоритовые порфирииты позднемелового викторинского комплекса; 7 – четвертичные аллювиальные отложения; 8 – разломы достоверно установленные (а), предполагаемые (б); 9 – сульфидно-кварцевый штокверк с Cu-Mo минерализацией; 10 – кварцевые жилы с Au-Ag-Pb минерализацией; 11 – россыпи золота

удалении от штокверков локализуются сульфидно-карбонат-кварцевые жилы (рисунок 5-7, а, 5-8, б) мощностью 0,3 – 1 м и протяженностью до 300 м с пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, акантитом, сульфосолями серебра, самородных золотом). Содержания Au достигают 146 г/т, Ag 1972 г/т, Cu, Pb, Zn – 1 %. Геохимический спектр руд Au-Ag-As-(Pb, Zn, Cu)-Bi. В Ягоднинском рудном узле интрузии гранитов и гранит-порфиров алы-юряхского комплекса вместе с экструзиями риолитов и кварцевых латитов кедонского комплекса образуют интрузивно-купольные поднятия, к которым приурочены зоны кварцевых и сульфидно-кварцевых прожилков с пиритом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом (Кораго, 1977). Содержания Cu в прожилках достигает 0,3 %, Pb 1%, Zn 0,5 %, Au 1 г/т, Ag 20 г/т (Кораго, Лычагин, 1977); зоны грейзенизации в гранитах содержат Mo в количествах до 0,5 % (В. М. Кузнецов, 1998ф).

Гранитоиды викторинского комплекса раннего-позднего мела контролируют размещение медно-молибден-порфировой минерализации Конгинской зоны, впервые охарактеризованной А.М. Паком (2002). На месторождениях Вечернем и Хрустальном (Пак, 2002) молибден-медно-порфировая минерализация приурочена к телам гранитоидов викторинского комплекса, которые имеют U-Pb возраст 86 млн лет (рисунок 5-2) и представлены зонами штокверкового сульфидно-кварцевого прожилкования (А. М. Пак, 1991ф). Содержания Mo достигают 0,2%, Cu 0,5%, Ag 85 г/т, Au 3,7 г/т. Рудные минералы: пирит, халькопирит, молибденит. Близким по геологическому строению являются рудопроявления Бебекан (Алексеенко и др., 1990), Захаренко, Лабазное (Глухов и др., 2021), Халали (Пак, 2002).

Изученное нами *Захаренковское рудное поле* (Глухов и др., 2021) приурочено (рисунок 5-7б) к интрузивно-купольному поднятию, в ядре которого обнажены архейские гнейсы, а также монцодиориты викторинского комплекса с U-Pb возрастом (TIMS) 86 млн лет (рисунок 5-4). Большую его часть занимает изометричных очертаний обширный (около 20 км²) зонально построенный массив гидротермально-измененных (окварцованных, серицитизированных и сульфидизированных) вулканитов. По вертикали с учетом результатов бурения от вскрыт на 700 м (рисунок 5-9). Наложенные на монцодиориты и вулканиты экзоконтактовой зоны пирит-серийт-кварцевые метасоматиты (Ar-Ar возраст по серициту 88 млн лет (рисунок 5-10; Глухов и др., 2021) вмещают сульфидно-кварцевые штокверки (рисунок 5-8, в) с пиритом, пирротином, халькопиритом, сфалеритом и молибденитом. Содержания Mo в штокверках достигают 0,2 %, Cu 0,1 %; геохимический спектр Mo-Ag-Pb-Cu-(Zn, Au). На удалении от них развиты гидрослюдисто-кварцевые аргиллизиты, вмещающие карбонат-кварцевые жилы (рисунок 5-8, г). В них установлено 17 минеральных видов, в том числе 8 рудных минералов. Наиболее распространенные минералы кварц, пирит и самородное золото. Выделяются две минеральные ассоциации: полисульфидная (пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, марказит) и золото-серебряная (электрум, петровскait). По результатам микрозондового анализа (таблица 5-4) состав пирита стехиометричный, для сфалерита характерны повышенные содержания Fe, Cd и Mn. Самородное золото (электрум) встречается в виде ксеноморфных включений в пирите и кварце размером до 0,11 мм; пробность варьирует от 613 до 732 %. Содержания Au в них до 20 г/т, Ag до 88 г/т, Pb более 1 %; геохимический спектр жил Au-Pb-Ag-(W, Mo)-As.

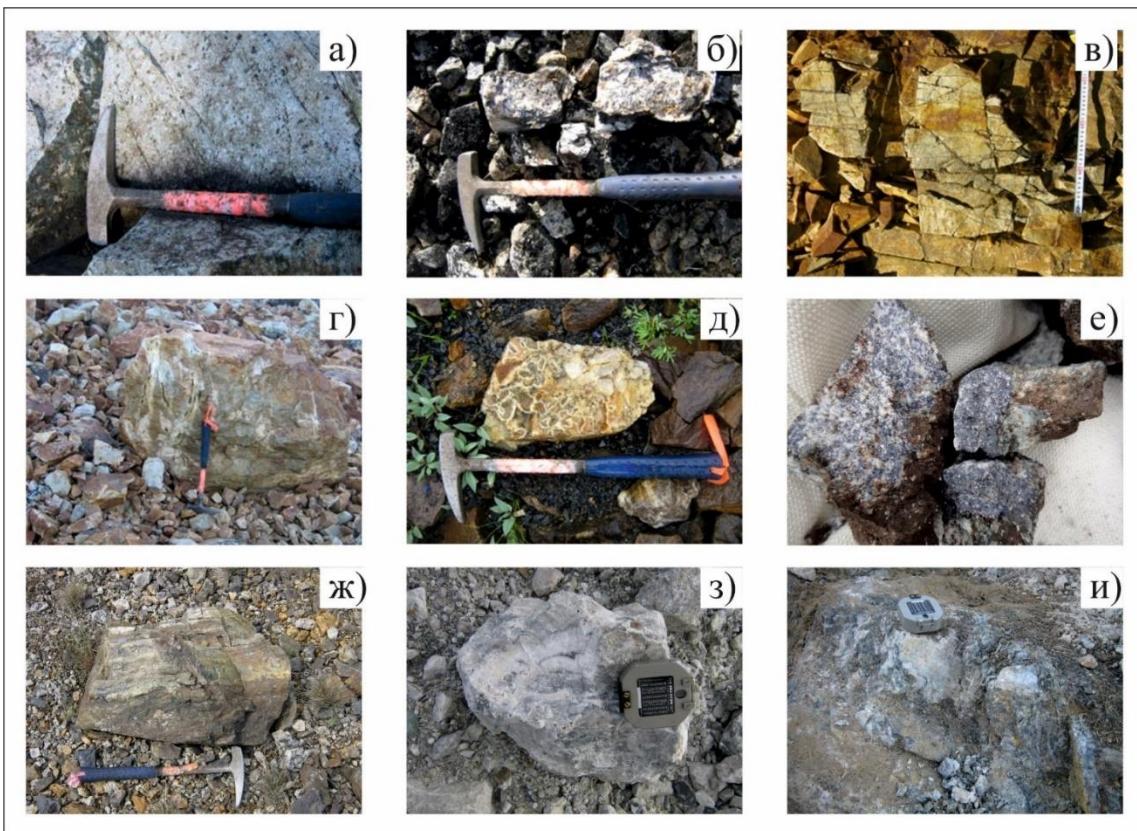


Рисунок 5-8. Руды Омоловского террейна в естественном залегании и штуфах: Табор-Орлиное рудное поле, кварц-сульфидный штокверк с медной минерализацией (а); Табор-Орлиное рудное поле, жила с золото-серебро-полиметаллической минерализацией (б); Захаренковское рудное поле, кварц-сульфидный штокверк с медно-молибденовой минерализацией (в); Захаренковское рудное поле, прожилки с золото-полиметаллической минерализацией (г); рудопроявление Джелты, жила с золото-серебро-полиметаллической минерализацией (д); рудопроявление Вулкан, жила с серебро-полиметаллической минерализацией (е); рудопроявление Седое, скарн с полиметаллической минерализацией (ж); месторождение Биркачан, карбонат-адуляр-кварцевая жила с золото-серебряной минерализацией (з); месторождение Нижний Биркачан, карбонат-адуляр-кварцевая жила с золото-серебряной минерализацией (и)

На восточном фланге Омоловского массива оруденение позднемезозойской медно-молибден-порфировой формации ассоциирует с гранитоидными интрузиями намындыканского комплекса, формирование которого связывается с ОВП (Мерзляков и др., 1984). В Авлондинском рудном узле к надинтрузивной зоне гранитоидного массива приурочено Солнечное рудное поле. Здесь прожилково-вкрашенное медное оруденение сменяется по латерали сульфидно-кварцевыми жилами с золото-полиметаллической (галенит, сфалерит, самородное золото) минерализацией (В. М. Кузнецов и др., 1998ф). Содержания Cu до 2 %, Mo 0,01 %, Zn 0,14 %, Pb 0,6%, Ag 32 г/т, Au 26 г/т. В пределах Бургачанского узла (Кузнецов, 2005) в экзоконтакте гранитоидного массива локализованы медные рудопроявления прожилково-вкрашенного (Кэн), жильного (Игривый, Мастах) и скарнового (Медь-Гора) типов. Минерализация представлена пиритом, халькопиритом, молибденитом, сфалеритом, галенитом, тетрадимитом, теллуровисмутитом,



Рисунок 5-9. Панорамы Захаренковского рудного поля

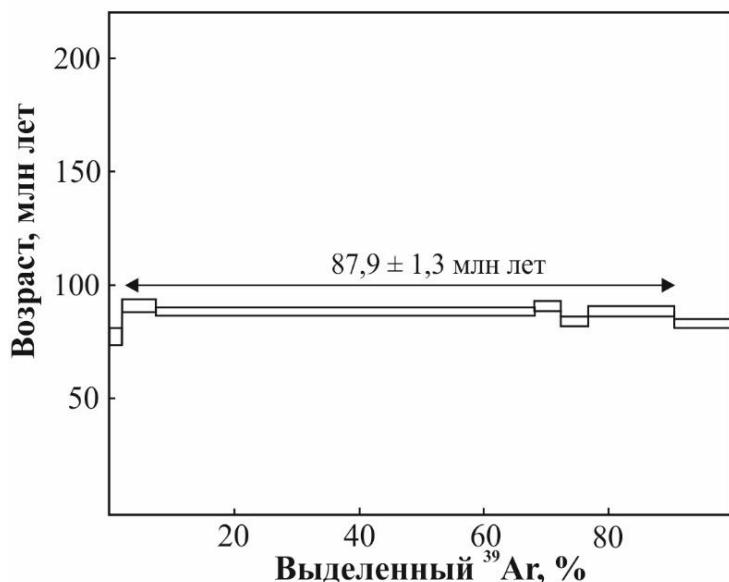


Рисунок 5-10. Результаты $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ датирования серицита из филлизитов Захаренковского рудного поля (Глухов и др., 2021)

самородным золотом. Содержания Cu достигают 12,9 %, Mo 3,5 %, Zn 0,2 %, Ag 10 г/т, Au 0,5 г/т. На некотором удалении от них располагаются золото-серебряные рудопроявления (Извилистый, Кэн-Карлик, Мастах), где карбонат-кварцевые жилы содержат пирит, галенит, аргентит и самородное золото. Концентрации Au в жилах достигают 19 г/т, Ag 550 г/т.

Все охарактеризованные объекты представляют собой полнопроявленные медно-порфировые рудные системы, в ядре которых развита штокверковая медно-молибденовая минерализация, а на периферии – жильная золото-серебро-полиметаллическая. В современной отечественной литературе для обозначения подобных образований используется термин «порфирово-эпимермальная система» (ПЭС, Коваленко и др., 2006).

5.3.5. Золото-серебряная формация

Золото-серебряные месторождения адуляр-серицитового типа являются наиболее важным в промышленном отношении на Омлонском массиве. Они подразделяются на две большие группы: 1) ассоциирующие с палеозойскими вулканитами КВП, 2) с позднемеловыми эфузивами ОЧВП. Первые сгруппированы в два рудных района (Кубакинский, Кедонский) и один изолированный рудный узел (Хебикенджинский).

Кубакинский рудный район (рисунок 5-11) приурочен к Гурникской вулкано-тектонической депрессии, выполненной вулканитами и вулканогенно-осадочными толщами позднего девона-раннего карбона (Горячев и др., 2017). В нем сосредоточены большая часть разведанных месторождений, в том числе оба крупных (с запасами золота более 50 т) - Кубака (рисунок 5-12) и Биркачан. В Хебикенджинском узле расположено малое месторождение Ольча.

Сколь-нибудь полно охарактеризованы в литературе месторождения Кубака (Горячев и др., 2017; Котляр, 1997, 2000; Степанов, Шишакова, 1994; Степанов и др., 1991, 1992, 1998;

Таблица 5-4. Химический состав основных рудных минералов проявления Захаренко по данным микрозондового анализа (Глухов и др., 2021)

№ анализа	Концентрация элементов в мас. %					Сумма
Пирит						
	Fe	S				Сумма
1	46,17	53,83				100,00
2	46,12	53,88				100,00
3	46,65	53,35				100,00
4	46,81	52,53				99,34
5	46,71	53,29				100,00
6	46,66	53,34				100,00
7	46,76	53,24				100,00
8	46,41	53,59				100,00
Пирротин						
	Fe	S				
1	59,92	38,65				98,57
2	60,94	38,99				99,93
Халькопирит						
	Fe	S	Cu			
1	31,82	34,57	33,61			100,00
Галенит						
1	Fe	S	Pb			
2	70,75	29,25	70,75			100,00
3	87,45	12,79	87,45			100,24
4	87,82	12,43	87,82			100,25
5	87,41	12,27	87,41			99,68
6	87,29	12,71	87,29			100
7	71,98	18,78	71,98			100,00
Сфалерит						
1	Fe	S	Zn	Mn	Cd	100,01
2	11,24	33,15	54,20	1,19	0,23	100,00
3	11,56	33,41	53,20	1,36	0,47	100,00
4	11,44	33,50	52,67	1,94	0,45	100,00
5	11,56	33,23	52,91	1,75	0,55	

Примечание. Анализ выполнен на сканирующем электронном микроскопе Jeol JSM-6510LA с энергодисперсионным спектрометром. Аналитик О. Л. Галанкина (СПбГУ)

Таблица 5-5. Химический состав минералов золота и серебра рудопроявления Захаренко по данным микрозондового анализа (Глухов и др., 2021)

№ анализа	Концентрация элементов в мас. %			Сумма
	Au	Ag	S	
Электртум				
1	61,38	38,62	0,00	100,00
2	61,51	38,49	0,00	100,00
3	62,29	37,71	0,00	100,00
4	65,53	34,47	0,00	100,00
5	66,59	33,41	0,00	100,00
6	66,71	33,29	0,00	100,00
7	67,11	32,89	0,00	100,00
8	67,38	32,62	0,00	100,00
9	67,70	32,30	0,00	100,00
10	70,64	29,36	0,00	100,00
11	71,61	28,39	0,00	100,00
12	73,23	26,77	0,00	100,00
Петровскант				
1	57,62	31,91	10,48	100,01
2	59,82	30,29	9,90	100,01

Примечание. Анализ выполнен на сканирующем электронном микроскопе Jeol JSM-6510LA с энергодисперсионным спектрометром. Аналитик О. Л. Галанкина (СПбГУ)

Черняев, Черняева, 2001) и Ольча (Волков и др., 2013; Котляр и др., 1997; Калинин и др., 2002; Савва, 2018; Савва, Шахтыров, 2001; Шахтыров, 1996). Месторождению Биркачан посвящены единичные публикации (Горячев и др., 2017; Наталенко и др., 2002; Савва, 2018). Постараемся дополнить их с использованием данных, полученных в последние годы при геологоразведочных работах и эксплуатации месторождения. Месторождение располагается в пределах вулканической просадки (рисунок 5-12), диаметром 6 – 8 км, осложняющей северный фланг Гурникской вулкано-тектонической депрессии (ВТД) Анмандалинской структурно-формационной зоны КВП (Волков и др., 2011; Гагиева, Жуланова, 2011; Егоров, 2004). Гурникская ВТД имеет овальные очертания, диаметр 35 × 25 км и выполнена преимущественно кислыми вулканитами и вулканогенно-осадочными отложениями одноименной толщи позднедевонско-раннекаменноугольного возраста, мощностью 350 – 400 м. Цоколь структуры слагают андезиты кубакинской толщи позднедевонского возраста. Покровные вулканиты прорваны экструзивными и субвулканическими телами кислого состава. Месторождение Биркачан вместе с рудопроявлением Нижний Биркачан и несколькими пунктами минерализации образует Биркачанско-рудное поле (рисунок 5-13).

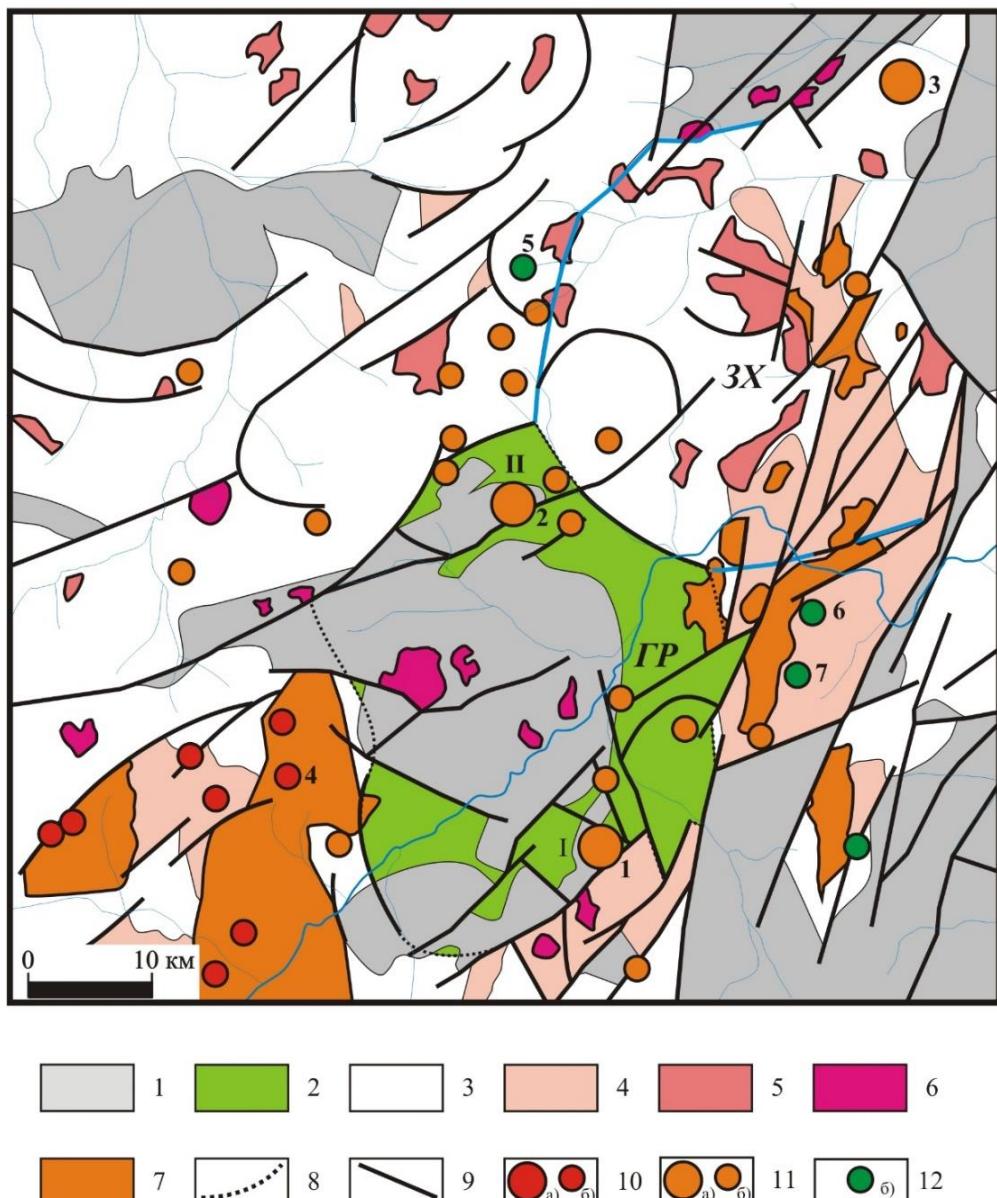


Рисунок 5-11. Структурно-металлогеническая схема Кубакинского рудного района: 1 – палеозойско-мезозойские терригенные и терригенно-карбонатные отложения; 2 – 3 – кедонская серия: 2 – туфы и лавы риолитов, риодакитов (гурникская толща), 3 – лавы и туфы трахиандезитов, трахидацитов, трахириолитов водораздельнинской, захаренковской, ледниковой толщ; 4 – докембрийские комплексы; 5 – субвулканические интрузии; 6 – 7 – гранитоиды: 6 – мезозойские, 7 – палеозойские; 8 – границы вулканотектонических депрессий (ГР – Гурникская, 3Х – Захаренковская); 9 – разломы; 10 – 12 месторождения (а) и рудопроявления (б): 10 – золото-серебряные; 11 – золото-редкометалльные; 12 – медно - порфировые (1 – Кубака, 2 – Биркачан, 3 – Бургали, 4 – Гриша, 5 – Заходенко, 6 – Орлиное, 7 – Табор) Римскими цифрами обозначены вулканические просадки: I – Кубакинская, II – Биркачанская

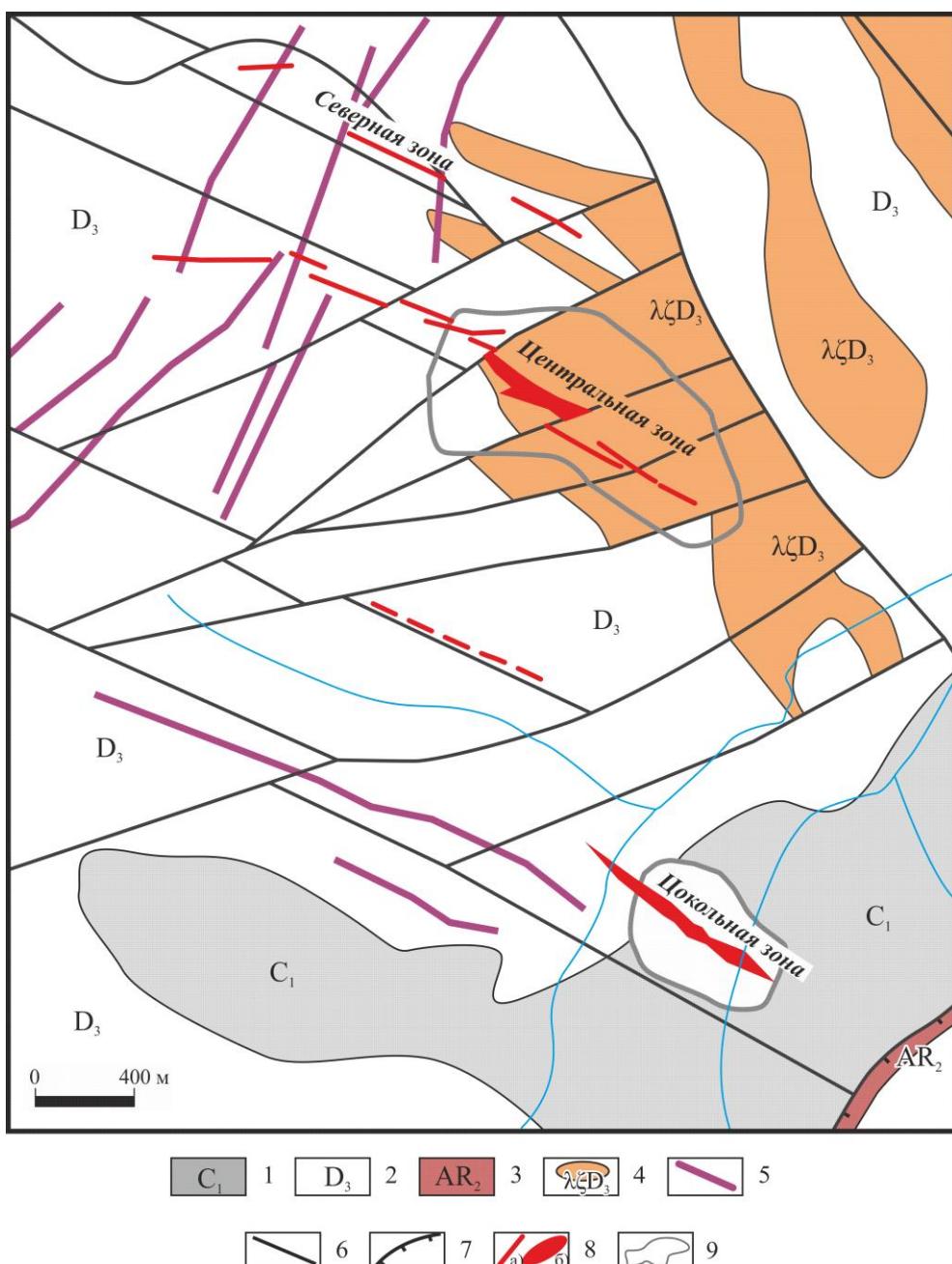


Рисунок 5-12. Схематическая геологическая карта месторождения Кубака (по материалам геологической службы АО «Омолонская ЗРК»): 1 – корбинская свита: углистые аргиллиты, песчаники, конгломераты; 2 – кубакинская толща: лавы и туфы трахиандезитов и трахидацитов с прослойями туффитов; 3 – архейские гнейсы; 4 – субвулканические интрузии риолитов и риодацитов; 5 – дайки щелочных базитов; 6 – разломы; 7 – взбросы; 8 – рудные тела жильного (а) и штокверкового (б) типов; 9 – контуры карьеров

Его пространственное положение контролируется пересечением Гурникской ВТД с Нэкучанским глубинным разломом (Егоров, 2004). Сочетание и взаимное наложение этих структур обусловило развитие интенсивной трещиноватости, которая послужила вместилищем для золото-серебряной минерализации. Рудовмещающие стратифицированные образования (рисунки 5-14, 5-15) представлены игнимбритами и туфами риодацитов, лавами и туфами андезидацитов и андезитов кубакинской толщи и перекрывающими их лавами, туфами риолитов и туффитами – гурникской. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения вмещают силлы и дайки риолитов

кедонского комплекса. Тела взрывных брекчий неправильной линзовидно-трубообразной формы залегают под различными углами (от 15 до 60°), причем крутопадающие тела брекчий тесно пространственно ассоциируют с рудными телами. Брекчины сложены обломками лав и туфов риолитов, туффитов, реже – кварцевых жил. Рудоносный разрез перекрывается углистыми аргиллитами, алевролитами, песчаниками, гравелитами и конгломератами бургалийской и корбинской свит раннего карбона (рисунок 5-16), а также пермскими карбонатными породами. Большая часть рудного поля перекрыта чехлом рыхлых четвертичных озерно-аллювиальных отложений мощностью до 30 м. Рудовмещающие вулканиты залегают моноклинально, с падением на юго-юго-восток. Структуру рудного поля определяют две системы крутопадающих разрывных нарушений: северо-восточная (20 – 30°) и восток-северо-восточная (40 – 50°). К пострудным относятся разрывы, оперяющие так называемый «Биркачанский взброс» (рисунок 5-4), по которому породы верхнего девона надвинуты на пермские. Все разломы сопровождаются зонами дробления и трещиноватости мощностью до первых десятков метров. Главная рудоконтролирующая структура месторождения представляет собой правосторонний сдвиг-сброс с северо-восточной ориентировкой вектора деформации. Амплитуда горизонтального смещения составила 100 – 150 м, вертикального 300 – 350 м. Гидротермально-метасоматические изменения затронули практически все породы кедонской серии в пределах рудного поля. Дорудные изменения представлены повсеместно проявленной площадной низкотемпературной пропилитизацией хлорит-карбонатного состава. Синрудный цикл изменений выразился в образовании околотрещинных метасоматитов, наложенных на пропилиты. Они сложены кварцем, серицитом, гидрослюдой, адуляром, сидеритом. На верхних горизонтах месторождения локально развиты аргиллизиты диккит- каолинитового состава (Наталенко и др., 2002), по всей видимости, фиксирующие надрудную зону приповерхностной конденсации газопаровой фазы гидротерм (Гончаров, Сидоров, 1979).

Рудные тела представляют собой в горизонтальном сечении серию кулис, незначительно смещенных друг относительно друга в плоскости единой крупной (более 3 км по простирианию) рудной зоны шириной 300 – 600 м. В вертикальном разрезе рудная зона представляет собой серию плитообразных жил (богатые руды) в плоскости главного сместителя сдвига-сброса, которая в висячем крыле сопровождается штокверкоподобными зонами прожилкования (бедные руды). К настоящему времени на месторождении выявлено 11 рудных тел, из них семь представлены жилами и прожилково-жильными зонами и четыре – зонами прожилкования (рисунки 5-14, 5-15). Однако следует учитывать, что подобное разделение в известной степени условно, так как жилы всегда сопровождаются ореолами прожилков, а внутри зон прожилкования с бедными рудами встречаются богатые стержневые жильные тела.

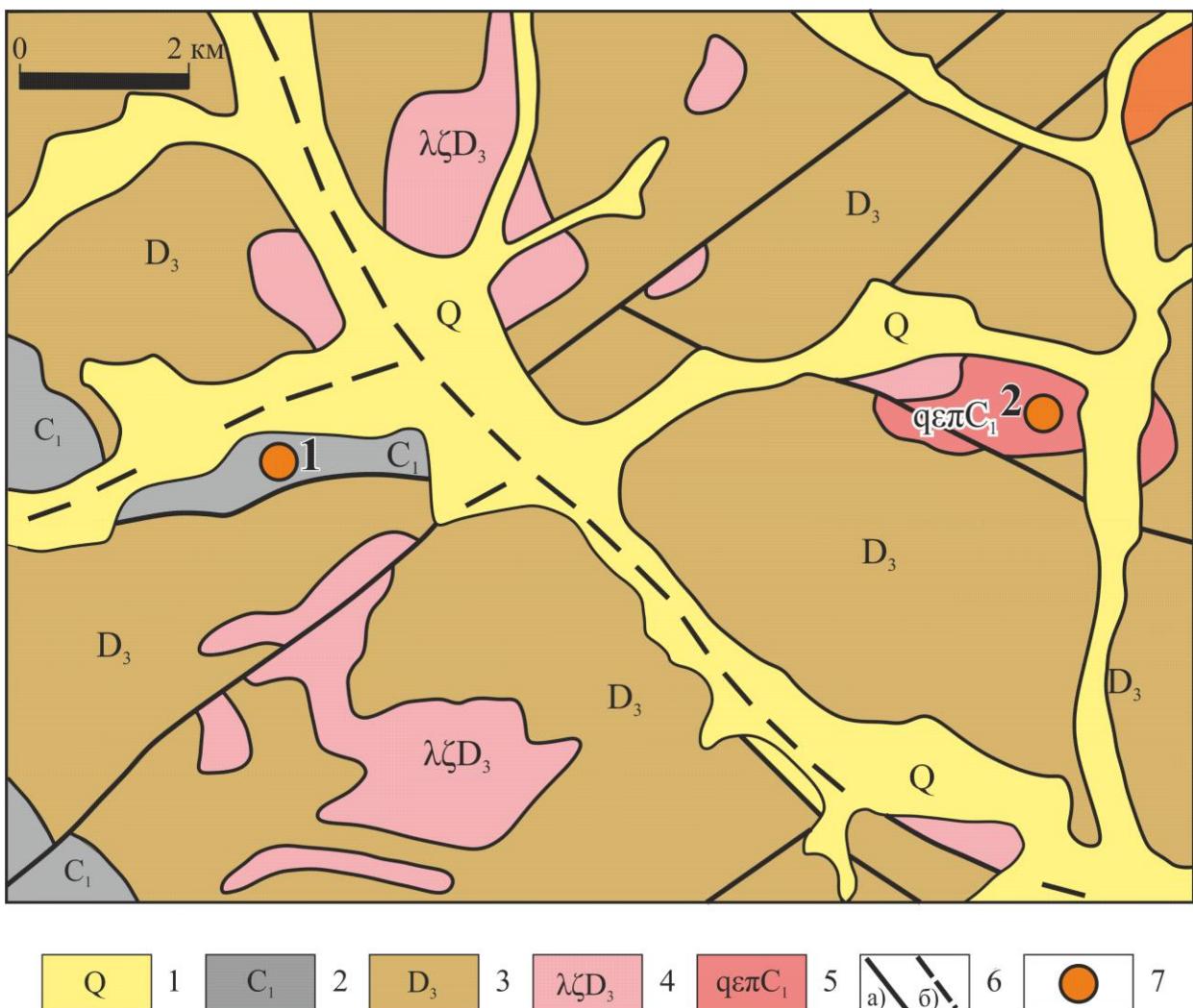


Рисунок 5.13. Геологическое строение Биркачанского рудного поля (по материалам геологической службы АО «Омоловская ЗРК»): 1 – рыхлые четвертичные отложения, 2 – песчаники и аргиллиты карбон-пермского возраста, 3 – лавы, игнимбриты и туфы риолитов и дацитов кедонской серии позднего девона, 4 – субвулканические тела позднедевонских риолитов, 5 – кварцевые сиенит-порфиры раннекаменноугольного возраста, 6 – разломы (а) – достоверные, (б) – предполагаемые, 7 – месторождения и рудопроявления и их номера (1 – Биркачан, 2 – Нижний Биркачан)

Протяженность рудных тел по простиранию от 100 (рудное тело 6) до 1800 (рудное тело 9) м, по вертикали они прослежены на глубину более 350 м от поверхности. Мощность рудных тел «жильного» типа варьирует от 1 до 8,6 м, средние содержания золота в них – от 3 до 15 г/т, серебра от 15 до 136 г/т. Рудные тела «штокверкового» типа имеют мощности 50 – 200 м; содержания золота в них существенно ниже – 1 – 5 и 5 – 42 г/т соответственно. Падение рудных тел крутное (65 – 75°). Пострудные тектоника и магматизм не оказали сколь-нибудь значимого влияния на структурно-морфологические особенности минерализации. Распределение золота и серебра в рудных телах неравномерное. Выделяются рудные столбы (>30 г/т) размерами 20 – 30 × 40 – 60 м (Наталенко и др., 2002), размещение которых контролируется как литологическими (горизонты грубообломочных вулканитов), так и структурными (размещение предполагаемых жерловых частей вулканического аппарата) факторами.

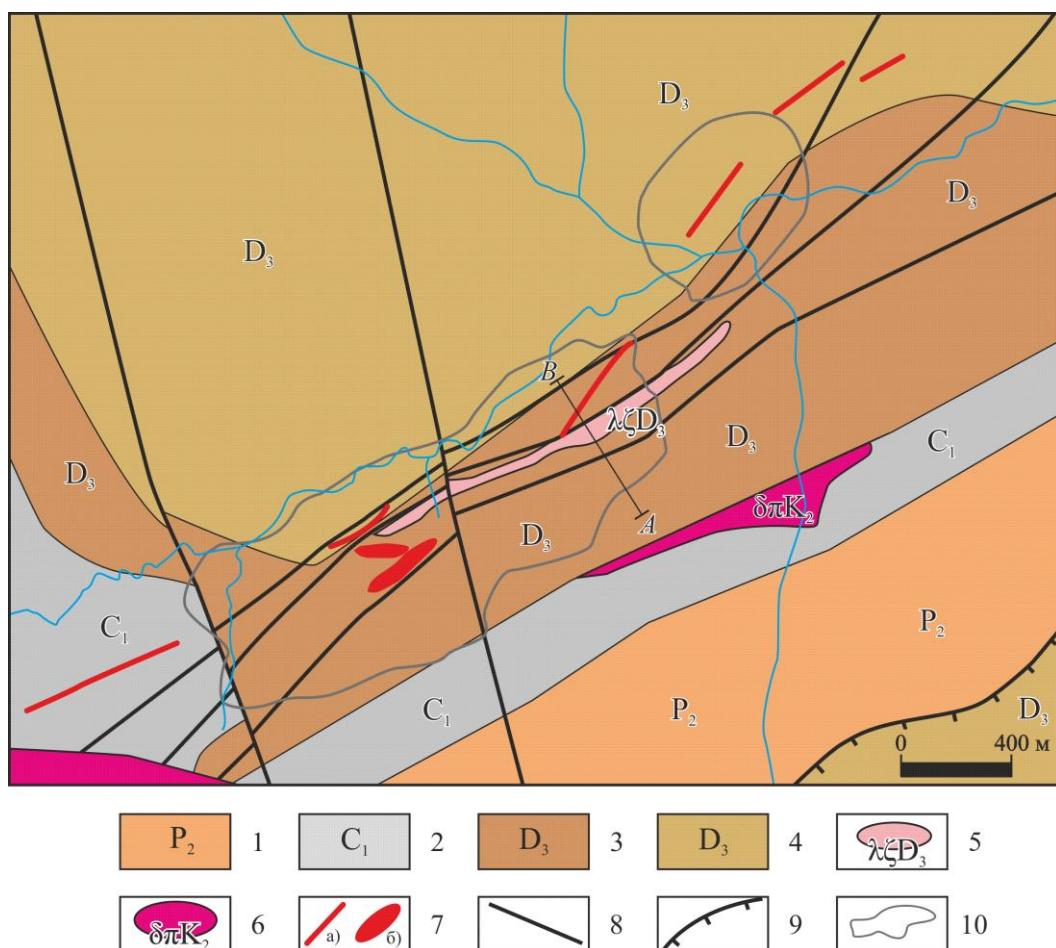


Рисунок 5-14. Схематическая геологическая карта месторождения Биркачан (по материалам геологической службы АО «Омлонская ЗРК»): 1 – пермские карбонатно-терригенные отложения; 2 – каменоугольные терригенные отложения; 3 – 4 – вулканиты кедонской серии: 3 – игнимбриты, туфы риодазитов, туффиты гурнинской толщи; 4 – лавы и туфы андезитов кубакинской толщи; 5 – позднемеловые диоритовые порфиры; 6 – дайки риолитов кедонского комплекса; 7 – разломы; 8 – взбросы; 9 – рудные тела жильного (а) и штокверкового (б) типов; 10 – контуры карьеров. Буквами обозначены номера рудных тел

Руды характеризуются типичными для эпимеральных месторождений текстурами: колломорфно-полосчатой (рисунок 5-8з), крустикационной, брекчевой, каркасно-пластинчатой; для бедных руд преобладающей является прожилково-вкрапленная текстура. На месторождении Биркачан установлено более 50 минеральных видов (Наталенко и др., 2002). Основными жильными минералами являются кварц, серицит, гидрослюды, каолинит, сидерит адуляр. К редким рудным минералам относятся самородное золото, электрум, галенит, арсенопирит, халькопирит, акантит, Тe- и Se- содержащие сульфосоли Ag, алтait, гессит (Наталенко и др., 2002). Золото-серебряное отношение изменяется от 3:1 до 1:9, в среднем составляя 1:2,5. Содержания других, помимо золота и серебра, рудогенных элементов низкие – менее 100 г/т. Рудным телам присуща зональность, проявленная как по вертикали, так и по латерали: золото-серебряное отношение в плоскости рудной зоны сверху вниз падает от 1:3 до 1:1.

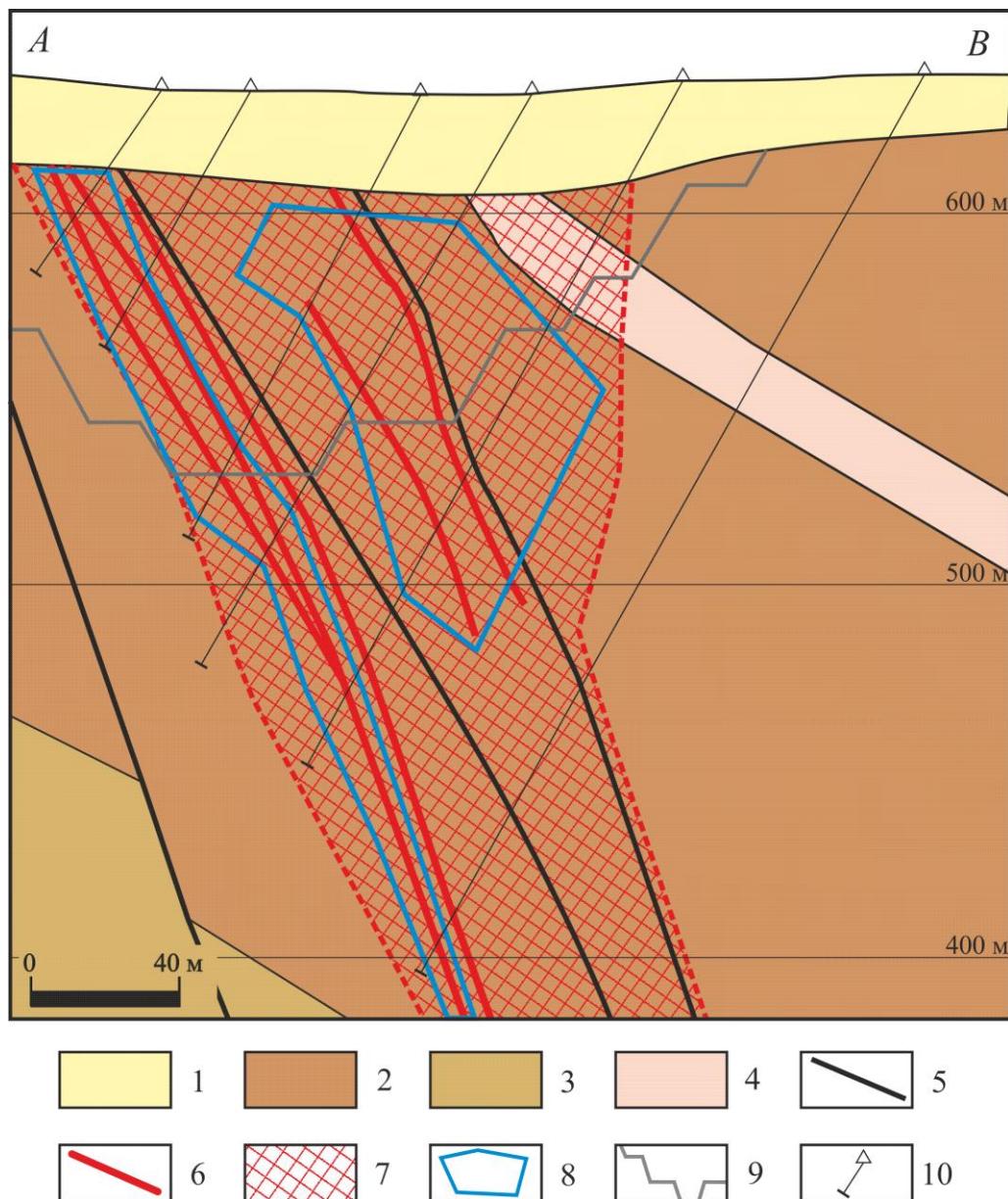


Рисунок 5-15. Схематический геологический разрез месторождения Биркачан по линии А – В на рис. 5-14 (разведочный профиль, по материалам геологической службы АО «Омоловская ЗРК»): 1 – рыхлые четвертичные озерно-аллювиальные отложения; 2 – 3 – вулканиты кедонской серии: 2 – игнимбриты, туфы риодицитов, туффиты гурнинской толщи; 3 – лавы и туфы андезитов кубакинской толщи; 4 – дайки риолитов кедонского комплекса; 5 – разломы; 6 – жилы; 7 – зоны прожилкования; 8 – блоки подсчета запасов; 9 – контур карьера; 10 – скважины

Для верхних горизонтов месторождения характерны самородное золото, электрум, акантит, сульфосоли серебра, серебросодержащие блеклые руды, галенит в ассоциации со сфалеритом, сидерит; для нижних – кюстеллит, арсенопирит, сфалерит без галенита, низкосернистые теннантит и тетраэдрит (Наталенко и др., 2002).



Рисунок 5-16. Контакт рудовмещающей гурникской свиты и перекрывающей корбинской в стенке карьера месторождения Биркачан

Специфической чертой рудопроявления Нижний Биркачан (рисунки 5-8, и, 5-13), отличающей его от других палеозойских эпiterмальных золото-серебряных месторождений, является его локализация среди интрузивных пород – гранодиорит-порфиров булунского комплекса, слагающих небольшой (2 км^2) шток и характеризующихся U-Pb возрастом 335 ± 5 млн лет (рисунок 5-2).

Общими для всех палеозойских золото-серебряных месторождений Омолонского массива являются следующие особенности. Рудные тела представлены адуляр-кварцевыми (Кубака, Бургали, Ольча) и адуляр-карбонат-кварцевыми (Биркачан, Елочка) жилами, которые по вертикали сменяются жильно-прожилковыми зонами (Цокольная зона месторождения Кубака, Биркачан, Бургали). Руды убогосульфидные (0,1 – 3 % сульфидов); среди рудных минералов доминирует пирит; их список, помимо полисульфидов, и сульфоселенидов серебра включает алтait и гессит; главный минерал продуктивного парагенезиса – самородное золото. На некоторых месторождениях руды обогащены гематитом и минералами меди (Ольча). Средние содержания золота и серебра в рудах 3 – 15 г/т; в геохимическом спектре руд существенную роль играют Mo и W; характерно присутствие Te и Se. Золото-серебряное отношение высокое (2:1 – 1:4). При этом несколько особняком находятся рудопроявления Кедонского рудного района

(Туманное, Рыжик), которым присущи более низкие отношения Au / Ag (1:10 – 1:20; Прокофьев и др., 2012). На рудопроявлениях Риф и Ягельное, которые упоминаются как «золото-джаспероидные» (Волков и др., 2011; Горячев и др., 2017) золото-серебряная и полиметаллическая минерализация приурочены к жилам и прожилковым зонам адуляр-кварцевого состава. Окварцованные известняки вблизи от жил присутствуют, но содержания золота и серебра в них низкие и не превышают 0,4 и 5 г/т соответственно.

Свообразием геологического строения и состава руд характеризуется месторождение Прогнозное. Здесь рудные тела, представленные зонами кварцевых прожилков с баритом и гематитом, вмещаются туффитами, которые перекрыты туфами и лавами андезитов и дацитов. Руды содержат крайне мало сульфидов (менее 0,2 %), которые представлены халькопиритом, галенитом, пиритом, арсенопиритом галенитом, стибнитом, леллингитом; самородное золото умеренно-высокопробное (779 – 793 ‰). Подобное своеобразие дало основание Н. Е. Савве с соавторами (Волков и др., 2018; Савва и др., 2014) отнести минерализацию к кластогенной, образованной за счет золота, поступившего из докембрийских железистых кварцитов. По нашему мнению, для объяснения состава руд Прогнозного нет никакой необходимости строить экзотические гипотезы. Убогая сульфидность руд и присутствие барита с гематитом являются характерными для палеозойской золото-серебряной минерализации Омolonского массива. Геохимический спектр руд Прогнозного аналогичен Кубаке, Биркачану и другим месторождениям КВП.

Как уже отмечалось, дискуссия о возрасте золото-серебряных руд, вмешаемых вулканитами КВП, ведется многие годы; существуют точки зрения о его дораннекарбоновом, или позднемезозойском возрасте (таблица 5-6). Мы придерживаемся точки зрения о позднекарбоновом возрасте руд. На это указывают как многочисленные Rb-Sr и K-Ar датировки, так и геологические данные (Котляр, 2000; Котляр и др., 1997; Черняев, Черняева, 2001). Нами были получены новые данные о возрасте эпимерального золото-серебряного оруденения на месторождении Кубака (Акинин и др., 2020). U-Pb методом (SIMS) были продатированы рудовмещающие туфы кубакинской толщи. Средневзвешенный $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст из одиннадцати датированных кристаллов составил $369,4 \pm 1,7$ млн лет (рисунок 5-2). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом были датированы адуляры из рудной жилы, а также дайка пострудных трахибазальтов. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование адуляров показало возраст плато $298 \pm 3,5$ млн лет. Для трахибазальта Ar-Ar возраст плато из трех ступеней составил 179 ± 8 млн лет. Ar-Ar возраст адуляра из жил месторождения Биркачан по двум пробам составил от 267 до 300 млн лет (рисунок 5-17, а) и $286 \pm 3,3$ млн лет (рисунок 5-17, б). Таким образом, наши данные указывают, как минимум, на карбоновый верхний предел возраста рассматриваемой золото-серебряной минерализации. Они

Таблица 5-6. Датировки руд, околоврудных метасоматитов и вмещающих пород золото-серебряных месторождений и рудопроявлений Омоловского террейна и его обрамления

Месторождение, рудопроявление	Метод анализа	Анализируемый материал	Дата, млн лет	Источник
КВП				
Кубака	Rb-Sr	адуляр, карбонат, флюорит	335±5	Степанов и др., 1998
		серицит, гидрослюдя	330±9	
		адуляр	160±12	
		адуляр	127±4	
	K-Ar	адуляр	171±8	
		адуляр	178±7	
		адуляр	154±6	
		адуляр	120±4	
	Rb-Sr	адуляр	110±4	
		адуляр	131±13	
		адуляр	124±4	
		адуляр	127±7	
Биркачан	Rb-Sr	трахириодазит	344±4	Котляр, 2000
		трахиандезит	337±8	
	Rb-Sr	адуляр	334±9	Наталенко и др., 2002
		адуляр	160±5	
		адуляр	148±5	
	Ar-Ar	адуляр	127±0,3	Лейер и др., 1997
		адуляр	149±0,3	
		адуляр	121±0,3	
	Rb-Sr	адуляр	324±6	Наталенко и др., 2002
		адуляр	172±3	
		адуляр	159±5	
Ольча	K-Ar	адуляр	318±19	Котляр и др., 2001
ОЧВП				
Дальнее	Rb-Sr	кварц- адуляровые жилы	80±5	Кравцова и др., 2009
Сопка Кварцевая	Ar-Ar	адуляр	80, 78	Ньюберри и др., 2000
Ирбычан	Ar-Ar	адуляр	83	Ньюберри и др., 2000
Кегали	Ar-Ar	адуляр	79	Ньюберри и др., 2000

не подтверждают все еще существующие представления о полихронном (карбоновом и меловом) характере рудообразования в КВП (Сидоров и др., 2021).

Рассмотрим и другой аспект этой проблемы. Современные исследователи считают, что эпимермальная золотая и золото-серебряная минерализация адуляр-серицитового типа (низкосульфидированного типа - Low Sulfidation) на активных континентальных окраинах формируется после завершения основного «субдукционного» андезит-дацитового вулканизма (Sillitoe, Hedenquist, 2003) и является продуктом высокотемпературных геотермальных систем, тесно связанных с поздним «кальдерным» вулканизмом (Леонов, 1989; Hedenquist, 1987). Кальдерообразование связано с верхнекоровыми магматическими очагами, возникшими в

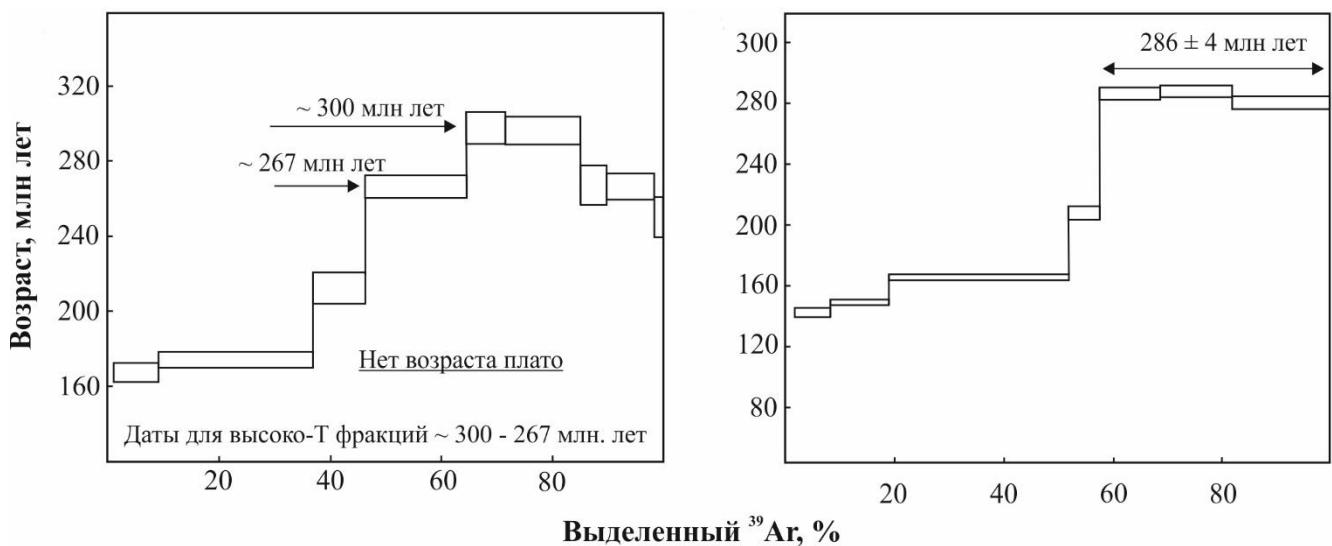


Рисунок 5-17. Результаты Ar-Ar датирования адуляров из рудных жил месторождения Биркачан (Глухов и др., 2021): пробы HG-3 (а), HG-8 (б)

результате термального воздействия глубинных базальтов (Леонов, Гриб, 2004; Мартынов, 1999). Излияния этих базальтов, имеющих геохимические признаки мантийного происхождения, маркируют завершение формирования всех субдукционных магматических дуг и переход к рифтогенному растяжению (Мартынов, 1999). Данные по хорошо изученным металлогеническим провинциям с эпитетермальным золотым и золото-серебряным оруденением показывают, что хронологический интервал между формированием вулканических ассоциаций кальдерного комплекса и минерализации в большинстве случаев не превышает 3 – 5 млн лет (Guilow-Frotier et. al., 2000). Для областей современного вулканизма разрыв между кальдерными образованиями и высокотемпературными геотермальными системами еще меньше – не более 0,5 млн лет (Леонов, Гриб, 2004). В этой связи большой хронологический разрыв между верхней возрастной границей КВП и возрастом эпитетермального оруденения требует объяснения. Обращают на себя внимание существенные различия в интерпретации разными исследователями стратиграфии рудовмещающего вулканогенно-осадочного комплекса месторождения Кубака (таблица 5-7). Принципиальными здесь являются несколько моментов. Во-первых, большая доля в петрофонде «позднего» этапа кедонского вулканизма субщелочных пород – трахиандезитов и латитов. Во-вторых, выделение Е. В. Черняевым и Е. И. Черняевой (2001) поздней, посткальдерной, стадии означает, что формированием трахиандезитов и латитов «кедонский» девон-карбоновый вулканизм не завершился, и существовал более поздний этап магматической активности. Именно к нему данные исследователи относят внедрение малых гипабиссальных гранитоидных интрузий. В-третьих, И. Н. Котляр (2000) вычленил кубакинскую толщу из состава кедонской серии, считая ее продуктом более позднего, раннекарбонового, вулканизма, не связанного с КВП и представляющего самостоятельный этап. Следует отметить, что П. П. Лычагин с соавторами (Лычагин и др., 1989) выделяли на юго-востоке Омолонского массива (Анмандаиканская зона)

Таблица 5-7. Стратиграфия рудовмещающих вулканитов месторождения Кубака по данным различных исследователей

Стадия	Авторы		
	И. Н. Котляр (2000), В.А. Степанов, Л.Н. Шишакова (1994)	В. Н. Егоров (2004)	Е. В. Черняев, Е. И. Черняева (2001)
Посткальдерная			<u>Цокольная толща</u> . Лавы, игнимбриты, туфы риолитов, риодацитов, туффиты
Кальдерная	<u>Кубакинская толща</u> . Лавы и туфы трахиандезитов, латитов, риодацитов, туффиты	<u>Гурникская толща</u> . Лавы, игнимбриты, туфы риолитов, риодацитов, туффиты	
		<u>Кубакинская толща</u> . Лавы и туфы трахиандезитов, латитов, туффиты	<u>Кубакинская толща</u> . Верхняя подтолща. Игнимбриты трахидацитов, туффиты
Докальдерная			<u>Кубакинская толща</u> . Средняя и нижняя подтолщи. Лавы и туфы трахиандезитов, латитов, риодацитов
	<u>Очакчанская свита</u> . Игнимбриты риолитов	<u>Очакчанская свита</u> . Игнимбриты риолитов	<u>Очакчанская свита</u> . Игнимбриты риолитов

самостоятельную трахиандезитовую формацию позднедевонско-раннекаменноугольного возраста, породы которой характеризуются высокими содержаниями Al_2O_3 , K_2O , Ва, то есть соответствуют латитам (Таусон, 1977).

Другой проблемой является возраст гипабиссальных гранитоидных интрузий, который традиционно считается комагматичным вулканитам кедонской серии (Глухов и др., 2021; Горячев и др., 2017; Лычагин и др., 1987). По составу руд, тектонической позиции и составу магматических ассоциаций месторождению Кубака наиболее близки Тасеевское (Абрамов, 2020; Балейское.., 1984; Спиридовонов, 2006; Юргенсон, 2011) и Крипл-Крик (Jensen, Barton, 2007; Kelley, Ludington, 2002) (таблица 5-8). Оба этих объекта располагаются в пределах внутриплитных рифтогенных структур, развитых в пределах кратонных террейнов, и тесно ассоциируют со щелочными и субщелочными вулканитами. Индикаторными признаками, отличающими их от прочих эпимеральных месторождений, являются высокое золото-серебряное отношение, присутствие в рудах флюорита и теллуридов, и низкие, «мантийные», значения первичного изотопного отношения Sr. В составе рудообразующего флюида месторождения Кубака отмечено присутствие метана (Горячев и др., 2017), что нехарактерно для золото-серебряного оруденения, но весьма типично для «пятиэлементной» рудной формацией, связанной с рифтогенным щелочнобазитовым магматизмом (Борисенко и др., 1992).

Таблица 5-8. Сравнительная характеристика месторождения Кубака и его аналогов

Параметры	Месторождения		
	Кубака	Балей	Крипл-Крик
Региональная тектоническая структура	Омolonский кратонный террейн	Аргунский кратонный террейн	кратонный террейн Плато Колорадо
Рифтогенные структуры	?	Ундино-Даенская рифтогенная депрессия	рифт Рио-Гранде
Ассоциирующие магматические породы	трахиандезиты, кварцевые латиты	трахиандезиты, шошониты, монцониты	латиты, трахиты, фонолиты, щелочные базальты
Характерные минералы руд	флюорит, гессит	флюорит, гессит, калаверит	флюорит, калаверит
Au/Ag	~ 1	~ 1	~ 1
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0,703 – 0,704	0,706 – 0,708	0,703 – 0,705
Ссылки на источник	Горячев и др., 2017; Котляр, 2000; Савва, 2018; Степанов, Шишакова, 1994	Абрамов. 2020; Балейское..., 1984; Спиридонов, 2006; Юргенсон, 2011	Jensen, Barton, 2007; Kelley, Ludington, 2002

Таким образом, по нашему мнению, палеозойское золото-серебряное оруденение Омлонского массива был сформированы в интервале 335 (U-Pb возраст рудовмещающих кварцевых сиенит-порфиров) – 286 млн лет (Ar-Ar возраст адуляров из рудных жил). Рудообразование было не менее чем на 20 – 30 млн лет оторвано от завершения формирования Кедонского вулканического пояса (фамен, ~ 358 млн лет) и не может быть связано с ним. По нашему мнению, формирование палеозойской эпимермальной золотой минерализации происходило на «посткедонском» рифтогенном этапе (серпухов, 330 – 320 млн лет) и было связано с завершающим этапом формирования шошонит-латитовой ассоциации, в которую входили трахиандезиты, трахибазальты, кварцевые латиты снайперской и одинокинской толщ, трахидациты, латиты, кварцевые сиениты и монцониты ауланджинского и одинокинского комплексов.

Сульфидность руд, золото-серебряное отношение, геохимический спектр руд наряду с петрохимическими особенностями рудовмещающих вулканитов определяют отличия позднемезозойского золото-серебряного оруденения Омлонского массива от палеозойского (таблица 5-9). Это напрямую отражается на технологических свойствах руд: палеозойские руды перерабатываются по технологии СИР («уголь в пульпе»), ориентированной на извлечение только золота, а мезозойские – Мэррил-Кроу, которая позволяет получать также и серебро.

На южной окраине Омлонского массива в непосредственной близости к нему, среди вулканитов ОЧВП развито более молодое золото-серебряное оруденение. Оно представлено разведенными и освоенными промышленностью месторождениями Эвенского рудного района (Сопка Кварцевая, Дальнее, Ирбычан, Невенрекан, Ороч). В литературе достаточно подробно

охарактеризовано их геологическое строение (Горячев и др., 2017; Животнев и др., 1977; Костырко и др., 1974; Кравцова и др., 2009; Умитбаев, 1986), состав (Костырко, Романенко, 1978; Савва, 2018) и физико-химические условия рудообразования (Кравцова, 2010); они имеют достоверно определенный как геологическими данными, так и изотопными Rb-Sr, K-Ar и Ar-Ar датировками позднемеловой возраст (Гундобин и др., 1980; Кравцова и др., 2009; Лейер и др., 1997; Ньюберри и др., 2000) и могут быть использованы как эталонные для оруденения мелового возраста. Нами изучалось месторождение Невенрекан, которое отличается наличием позднего плутоногенного этапа рудообразования и связанной с ним золото-редкометалльной минерализации (Прийменко и др., 2020). Ar-Ar возраст адуляра из его руд составил 79 млн лет (Прийменко и др., 2022). Помимо золото-серебряных, в Эвенском рудном районе широко распространены слабо изученные серебро-полиметаллические рудопроявления (Аура, Дручак, Радуга и др.), речь о которых пойдет ниже.

Состав руд позднемезозойских золото-серебряных месторождений Омолонского террейна существенно отличается от палеозойских (таблица 5-9). Главные минералы продуктивного парагенезиса, наряду с низкопробным самородным золотом – сульфоселениды серебра и акантит. Характерно низкое золото-серебряное отношение (1:10 – 1:100). Минералы теллура и селена относительно редки.

Определенной спецификой характеризуется золото-серебряная минерализация Конгинской магматической зоны (Глухов и др., 2021). Изученное нами рудопроявление Джелты (рисунок 5-18) локализовано в провисе кровли крупной субвулканической интрузии позднемеловых риолитов. Оруденение приурочено к контактам субвулканических тел кварцевых монцодиоритов викторинского комплекса. Их возраст по данным U-Pb (TIMS) датирования составил 86 млн лет (рисунок 5-2). Рудные тела представлены жильно-прожилковыми зонами карбонат-кварцевого состава мощностью от 2 до 20 м. Жилы и прожилки (рисунок 5-9д) сложены кварцем, карбонатом, баритом. Рудные минералы представлены пиритом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом, Ag-тетраэдритом, электрутом (487 – 550 ‰). Содержания Au до 9,7 г/т, Ag до 1913 г/т. Характерны высокие, иногда превышающие 1%, концентрации Pb и Zn. Геохимический спектр оруденения Ag-Pb-Au-As-Sb-Zn-Mo. Рудопроявление Джелты представляет собой по современной классификации (Sillitoe, Hedenquist, 2003) эпимермальную минерализацию типа «Intermediate Sulfidation» (IS). Главные отличительные черты подобного рода объектов: приуроченность к интрузивно-купольным структурам, широкое развитие карбонатов (при подчиненной роли адуляра), галенита и сфалерита в рудах, низкое отношение Au / Ag (1:10 – 1:100). Генетически рудопроявление, по всей видимости, связано с серебро-полиметаллическим оруденением Хивачского рудного поля (Болдырев, Яранцева, 1991).

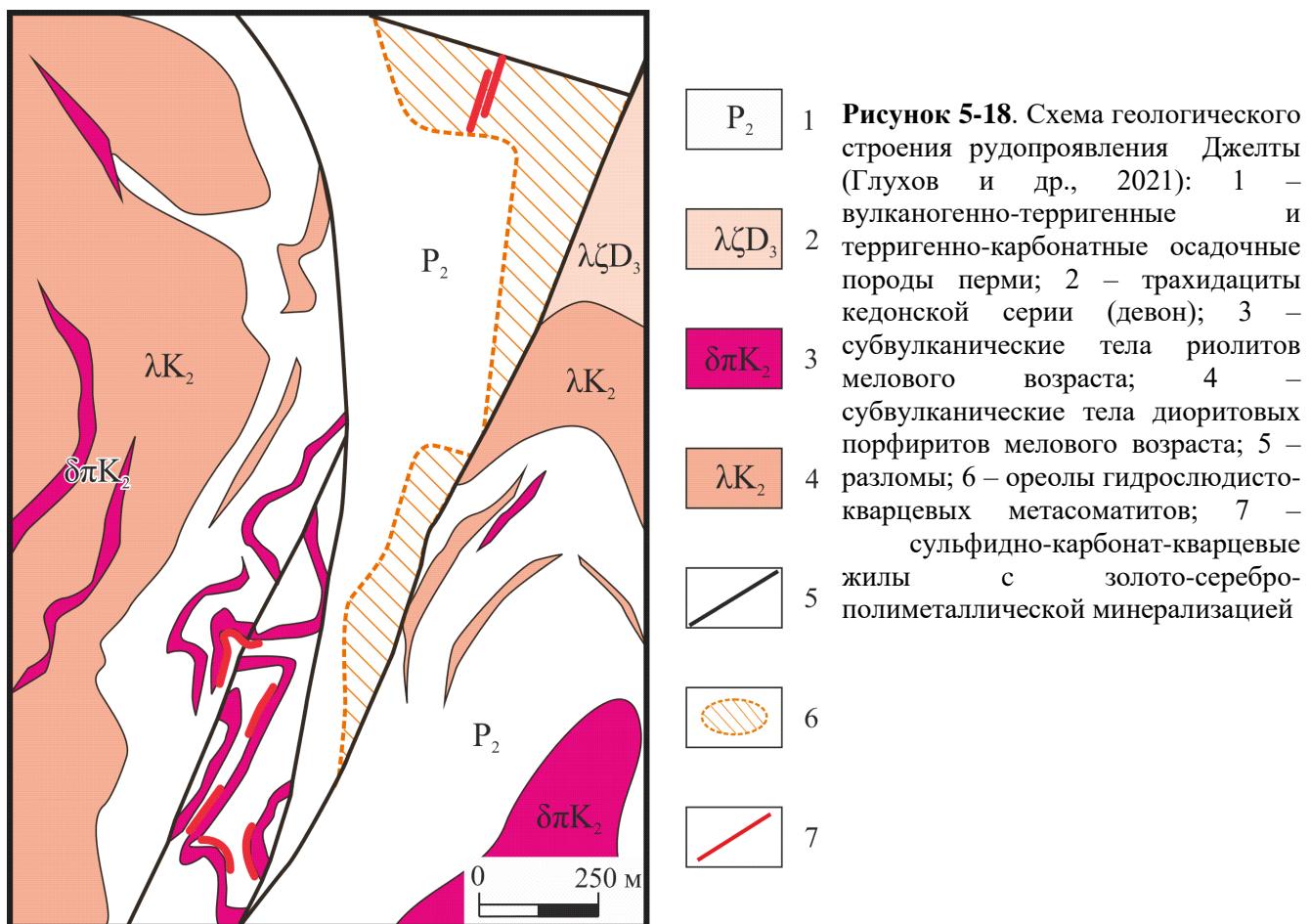


Таблица 5-9. Сравнение разновозрастного золото-серебряного оруденения Омоловского террейна

Объект	Главные минералы Au и Ag	Минералы Te	Au / Ag	Геохимический спектр руд
Кубака	электрум	гессит, алтait	1:1 – 1:2	AuAgSbWMoPbAs
Биркачан			1:3	AuAgAsSbWMoBi
Бургали		Te-пирсейт	1:3 – 1:4	AuAgAsSbMoWBi
Елочка		н.д.	1:1	AuSbWAgAsMoPb
Нижний Биркачан		н.д.	1:1 – 2:1	AuAsAgPbMoWBi
Прогнозное		н.д.	4:1	AuAgSbWAsMoZn
Юный	акантит, Se-сульфосоли Ag	теллуриды Au, Ag, Bi	1:20	AuAgWMoPbSnCu
Рыжик	н.д.		1:2 – 1:15	AuAgMoCuWAsBi
Ирбычан	электрум, Se-сульфосоли Ag, акантит	нет	1:50 – 1:100	AgAuAsSbMoPbCu
Ороч			1:100	AgAuSbCuAsPbZn
Невенрекан			1:50	AgAuAsSbMoWCu

Разнообразие геолого-генетических типов золотого и золото-серебряного оруденения Омоловского массива и многоэтапность его формирования нашли свое отражение в составе самородного золота из россыпей (Кузнецов и др., 2000; Фомина, 2013). В зависимости от морфологии выделений, внутреннего строения, состава минералов-включений и пробности, в россыпях и рудах выделены четыре его минеральных типа (таблица 5-10). Первый – высокопробное (800 – 980 %) медистое золото, предположительно связанное с комплексами архей-раннепротерозойского кристаллического фундамента. Второй – умеренно-высокопробное (750–950 %) золото в ассоциации с минералами Te и Bi, связанное с раннепалеозойскими гранитоидами. Золото третьего типа (700 – 900 %) ассоциирует с теллуридами Au и Ag и связано с вулканитами кедонской серии. Низкопробное (300 – 550 %) золото четвертого типа связано с меловыми магматическими ассоциациями ОВП и ОЧВП. В шлихах с ним ассоциирует самородное серебро (Лушников, 1991).

5.3.6. Серебро-полиметаллическая формация

Многочисленные серебро-полиметаллические рудопроявления сосредоточены в пределах Конгинской магматической зоны (Глухов и др., 2021). Они ассоциируют с интрузиями викторинского комплекса и представлены сульфидно-карбонатными жилами и прожилками, оруденелыми скарнами. Рудопроявление Седое приурочено к интрузивно-купольной структуре, которая сложена терригенно-карбонатными породами ордовика, перми и триаса, игнимбритами риолитов кедонской серии (рисунок 5-19). Палеозойские толщи прорваны гранодиорит-порфирами викторинского интрузивного комплекса с U-Pb возрастом по циркону (TIMS) 86 млн лет (рисунок 5-2). Гидротермально-метасоматические образования широко развиты на площади рудопроявления и представлены скарнами, джаспероидами, прожилково-вкрашенной сульфидизацией и кварц-гидрослюдистыми метасоматитами. Наиболее широко распространены скарны. Они сульфидированы; наиболее часто встречающимся рудным минералом является пирротин, количество которого достигает 50 %; менее распространены пирит, сфалерит, галенит и халькопирит. Серебро-полиметаллическое оруденение представлено редкими маломощными (до 3-5 см) кварц-сульфидно-карбонатными прожилками, рассекающими скарны (рис. 5-9, ж). Содержания галенита и сфалерита в них достигает 30 – 40 %; помимо них и ассоциирующих стефанита, прустита, пирагирита, присутствуют крупные (до 1 см) выделения самородного серебра (Савва, Ведерников, 1989). Прожилки являются коренным источником мелкой россыпи самородного серебра. Рудопроявление Вулкан приурочено к экзоконтакту гранитоидного массива викторинского комплекса. В осевых частях ореолов пиритизированных эпидот-хлорит-кварцевых пропилитов локализованы жилы (мощностью до 2 м) и прожилки сульфидно-

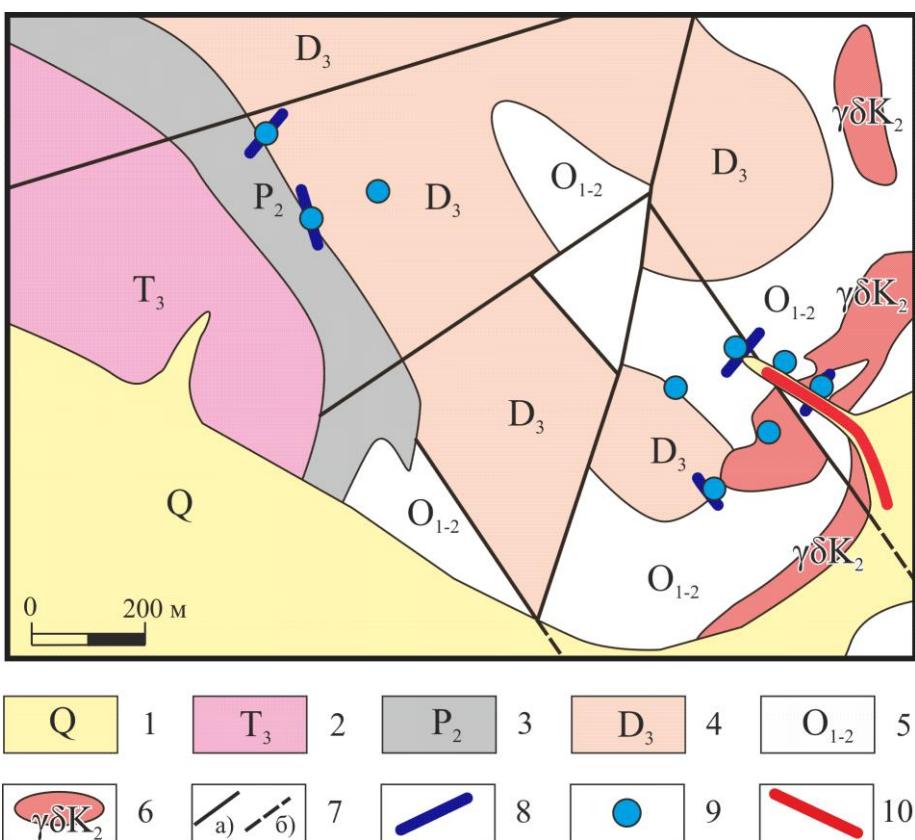


Рисунок 5-19. Схема геологического строения рудопроявления Седое (Глухов и др., 2021): 1 – рыхлые четвертичные аллювиальные отложения; 2 – аргиллиты и алевролиты триаса; 3 – пермские известняки; 4 – игнимбриты и туфы риодацитов кедонской серии девона; 5 – известняки ордовика; 6 – гранодиориты (а) и габбро-диориты (б) викторинского комплекса; 7 – разломы; 8 – скарны; 9 – пункты минерализации Ag, Pb, Zn; 10 – россыпь самородного серебра

карбонат- кварцевого состава (рисунок 5-8е), образующие зоны протяженностью до 1500 м при ширине 50 – 300 м. Текстура жил брекчевая, реже массивная и полосчатая. Из рудных минералов в жилах диагностированы пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, самородные золото и серебро, сульфосоли серебра; суммарное содержание сульфидов местами составляет 30 – 50 %. В штуфных и бороздовых пробах концентрации Au достигают 1,3 г/т, Ag 737 г/т, Pb 11 %, Zn 13 %, Cu 0,6 %, Mn 1 %. Геохимический спектр жил: Pb-Ag-Au-Zn-Cu-W-Mn-As. Серебро-полиметаллическая минерализация ассоциирует с золото- редкometалльной, представленной арсенопиритом, леллингитом, глаукодотом, алтаитом, гесситом, теллуровисмутитом, тетрадимитом, жозеитом и самородным золотом (Савва, Ведерников, 1989). Содержания Au до 8 г/т, Ag до 197 г/т, Pb и Zn до 1 %. Н. Е. Савва относит серебро-полиметаллическое оруденение рудопроявлений Седой и Правое Визуальное к серебро-арсенидному типу и параллелизует его с так называемой «пятиметалльной» рудной формацией (Савва, 1999, 2018, 2019; Савва, Ведерников, 1989).

Рассмотрим этот вопрос более подробно. В отечественной литературе «пятиметалльная» формация охарактеризована скучно можно отметить лишь работы А. Е. Антонова (1992), А. С. Борисенко с соавторами (1987, 1992).

Таблица 5-10. Минеральные типы самородного золота Омлонского террейна (по М. И. Фоминой, 2013)

Минеральный тип	Геохимический тип	Состав минералов-включений	Типоморфные особенности	
			пробность, %	внутреннее строение
1	Cu	графит, актинолит	800 – 980	высокая степень грануляции
2	Bi-Te	тетрадимит, теллуровисмутит	750 – 950	гранулировано, отчетливо зональная структура
3	Ag-Pb-Te	галенит, гессит, петцит	700 – 900	неясноzonальная структура
4	Ag-Pb	галенит	300 – 550	зональная структура

Некоторые сведения о «пятиметалльной» рудной формации приведены в работе А. А. Сидорова (1998), который отнес ее к «базовой». Месторождения «пятиметалльной» формации, такие как Кобальт, Эко-Бей, Тандер-Бей (Канада), Конгсберг (Швеция), Фрейберг (Германия), Яхимов (Чехия) приурочены к выходам метаморфического фундамента платформ, чаще всего имеющего раннедокембрийский возраст, но иногда и более молодого, например для месторождений Шварцвальда, герцинского. Рудные узлы и поля «пятиэлементной» формации пространственно ассоциируют с дайками щелочных базитов и характеризуются минерализацией нескольких этапов; например, на Фрейберге их два – пермский и меловой (Bauer et al., 2019). Рудные тела характеризуются малыми мощностями (как правило, менее 3 м) и значительной протяженностью и выдержанностью по вертикали – более 600 м. Главные жильные минералы - карбонаты, прежде всего сидерит, реже кальцит, также, барит и флюорит при подчиненной роли кварца (Борисенко и др., 1992; Bastin, 1939; Bauer et. al., 2019; Burish et al., 2017; Franklin et al., 1986; Kotkova et al., 2018). Характерная ассоциация рудных минералов: фрейбергит, самородное Ag, Fe-Ni-Co арсениды, самородный висмут. Обобщенная последовательность минералообразования: 1) кварц, пирит, галенит, сфалерит, 2) карбонат, самородное Ag, фрейбергит, Fe-Co-Ni минералы, 3) барит, флюорит, аргентит, самородное Ag. Серебро содержит высокие концентрации ртути – до 18 %. Рудообразующий флюид низкотемпературный (50–150°C), высокосоленый (23 – 30 % NaCl + CaCl₂). Руды характеризуются высокими средними содержаниями Ag (более 1 кг/т) и Co (более 0,1 %). Для Седого и других аналогичных рудопроявлений Омлонского массива подобные черты не характерны. По нашему мнению, они относятся к группе kontaktово-метасоматических скарново-рудных систем (Синяков, 1990). На это указывают сближенность в пространстве карбонатных пород и гранитоидных интрузий, широкое развитие эндоскарнов калишпат-эпидотового состава. Рудам присущи характерные для скарново-полиметаллических месторождений особенности (Добровольская, 1987; Симаненко, Раткин, 2006). В частности, на Партизанском месторождении, аналогично Седому, на полиметаллические скарны, содержащие висмутовую минерализацию, наложены поздние кварц-карбонатные метасоматиты и прожилки с самородным серебром и леллингитом.

5.3.7. Урановая минерализация неясной формационной принадлежности

Представлена двумя объектами (Горошко и др., 2006; Кузнецов и др., 1998ф). На Брусничном рудопроявлении калишпатизированные дорифейские граниты и пегматиты содержат тонкую вкрапленность уранинита (*REE-пегматиты*). Содержания U 0,01 – 0,05 %. Рудопроявление Астрономическое представлено зонами брекчированных и окварцованных известняков со вкрапленностью настурана и содержаниями U до 0,09 %.

Следует упомянуть стратиформное оруденение, которое развито на Омлонском массиве крайне незначительно. В основании пермских отложений известны песчаники с гематитовым цементом, содержащие до 31 % Fe₂O₃ (Горячев и др., 2017). На уже упоминавшемся рудопроявлении Седое в ордовикских известняках присутствует тонкая вкрапленность галенита и клейофана, относимая Н. Е. Саввой к стратиформному полиметаллическому типу (там же).

* * *

История геологического развития Омлонского террейна характеризуется чередованием обстановок пассивной, осложненной рифтогенезом (рифей-ранний палеозой, поздний палеозой – ранний мезозой) и активной, конвергентного и трансформного типов (средний палеозой, поздний мезозой). Металлогенический облик террейна определяет жильно-прожилковая минерализация медно-молибден-порфировой и золото-серебряной формаций, связанная с окраинно-континентальными вулкано-плутоническими поясами. Рудоконтролирующие и рудовмещающие структуры крутопадающие. Стратиформное оруденение развито крайне незначительно.

Глава 6

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ТЕКТО-И РУДОГЕНЕЗА ПЕРИКРАТОННЫХ ТЕРРЕЙНОВ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ

6.1. Приколымский террейн пассивной континентальной окраины

Приколымский террейн слагают терригенные, карбонатные и вулканогенные толщи неоархея – верхнего палеозоя, на которые наложены вулканиты и обломочные породы УЯВП, Балыгачано-Сугойского (Омсукчанского) рифтогенного прогиба и кайнозойские континентальные отложения различного генезиса (от кор выветривания до озерно-аллювиальных). В среднем рифе Приколымье представляло собой пассивную окраину Северо-Азиатского кратона. Тектонические процессы в среднем и позднем рифе отражали процессы ее деструкции. Внутриконтинентальный рифтогенез на рубеже среднего и позднего рифея отразил распад суперконтинента Родиния, затронувший все его окраины (Лиханов, Ревердатто, 2015), а позднерифейский орогенез и динамометаморфизм – аккреционное взаимодействием его «осколков» – в данном случае, Северо-Азиатского кратона и Омолонского массива. В среднем палеозое прогрессировавший рифтогенез (Булгакова, 1991) привел к обособлению Приколымья от последнего. Дальнейшее его дальнейшее геологическое развитие определялось аккреционными событиями, связанными с возникновением Яно-Колымского орогенного пояса: формированием УЯВП и амальгамацией Колымо-Омолонского супертеррейна в поздней юре, коллизионными процессами на рубеже поздней юры – раннего мела, эпиорогенным рифтогенезом в раннем мелу, связанным с формированием Балыгычано-Сугойского прогиба и формированием ОЧВП. Геодинамическая эволюция Приколымья фиксируется этапами деформаций, характеризовавшимися сочетанием чешуйчатых надвигов и субвертикальных разломов.

Строение разреза рифей-палеозойских комплексов Приколымского поднятия, их вертикальная и латеральная зональность (увеличение доли карбонатных пород от рифея к палеозою и от юго-западной окраины к северо-восточной), покровно-надвиговая структура обнаруживают много общего с Кыллахской и Сетте-Дабанской зонами Верхоянского миогеоклинального пояса (Варнавский, Кузнецов, 2011; Кропачев, Иогансон, 1978; Тектоника.., 2001; Чехов, 2000). Сходными являются и основные структурные рубежи, как например, несогласия в основании рифея и венда (Варнавский, 2017; Ткаченко, 1992). Геоисторические этапы развития оруденения Приколымья также хорошо параллелизуются с металлогеническими эпохами и этапами как Сетте-Дабана (Волкодав, Ян-жин-Шин, 1980), так и Верхояно-Колымской

провинции в целом (Амузинский, 2005, 2009; Давыдов, 1997; Суплецов, 2011). Но есть принципиальные отличия. Их два: присутствие на Приколымье раннепротерозойского базит-гипербазитового комплекса, сходного с офиолитами, а также рифейских надсубдукционных комплексов, к которым мы относим проблематичные малые интрузии известково-щелочных гранитоидов, прорывающих рифейские толщи (В. С. Шульгина и др., 1999ф) и имеющие абсолютный возраст U-Pb методом по цирконам 1125 млн лет (таблица 4-1). Стоит упомянуть, что ни один исследователь доселе не отмечал существование на северо-восточной окраине Северо-Азиатского кратона в рифей-раннепалеозойское время субдукционных обстановок, в то время как в южном и северном обрамлении кратона активные окраины и островные дуги были распространены весьма широко (Станевич и др., 2010; Филатова, Хайн, 2010; Хайн и др., 2009).

Однако многое становится на свои места при сопоставлении комплексов Шаманихинского субтеррейна с Улкано-Билякчанским вулкано-плутоническим поясом (Гурьянов, Песков, 2015; рисунок 6-1). Он был сформирован в интервале 1,9 – 1,7 млрд лет и разделял Алданскую и Становую провинции кратона. Пояс сложен вулканитами бимодальной трахибазальт-трахириолитовой ассоциации, включающей также внутриплитные граниты Улканского и Южно-Учурского массивов. Образование Улкано-Билякчанского пояса связывается с заложением вдоль юго-восточной окраины Северо-Азиатского кратона трехлучевой внутреннеоконтинентальной рифтогенной структуры, одной (наиболее сохранившейся) ветвью которой, является Улканский грабен, а второй (в существенной степени тектонически переработанной) - Билякчанский (Гурьянов, Горошко, 2009; Константиновский, 1974). Шаманихинский субтеррейн и является третьим «лучом» этого рифта. Практически идентичны петрографический состав, содержания главных и малых элементов, с одной стороны, в эфузивах хақдонской серии (таблица 6-1) и улкачанской и элгэтэйской свит Улканского грабена (Ларин, 2011), а с другой – в гранитах шаманихинского комплекса (Беус, 1993) и Северо-Учурского массива (Ларин, 2011). Формирование Улкано-Билякчанского пояса происходило в условиях куполообразования и активного рифтинга, обусловленного крупномасштабным апвеллингом мантии под кратоном (Ларин, 2011). Следует отметить, что существует и альтернативная точка зрения на существование Улкано-Билякчанской зоны (Кузьмин и др., 2018а), предполагающая более ранний (на 300 млн лет) возраст билякчанской серии.

Присутствие в составе Приколымского террейна разнородных блоков, в том числе «чужеродных» для пассивной окраины фрагментов океанической коры, надсубдукционных и внутриплитных комплексов, шельфовых образований с «экзотическим» для северо-восточной окраины кратона набором строматолитов (Ткаченко, Щербакова, 1991) может быть объяснено современными палеомагнитными данными о миграции Северо-Азиатского кратона в палео- и мезопротерозойское время (Водовозов и др., 2011; Метелкин и др., 2007; Песков и др., 2015), а

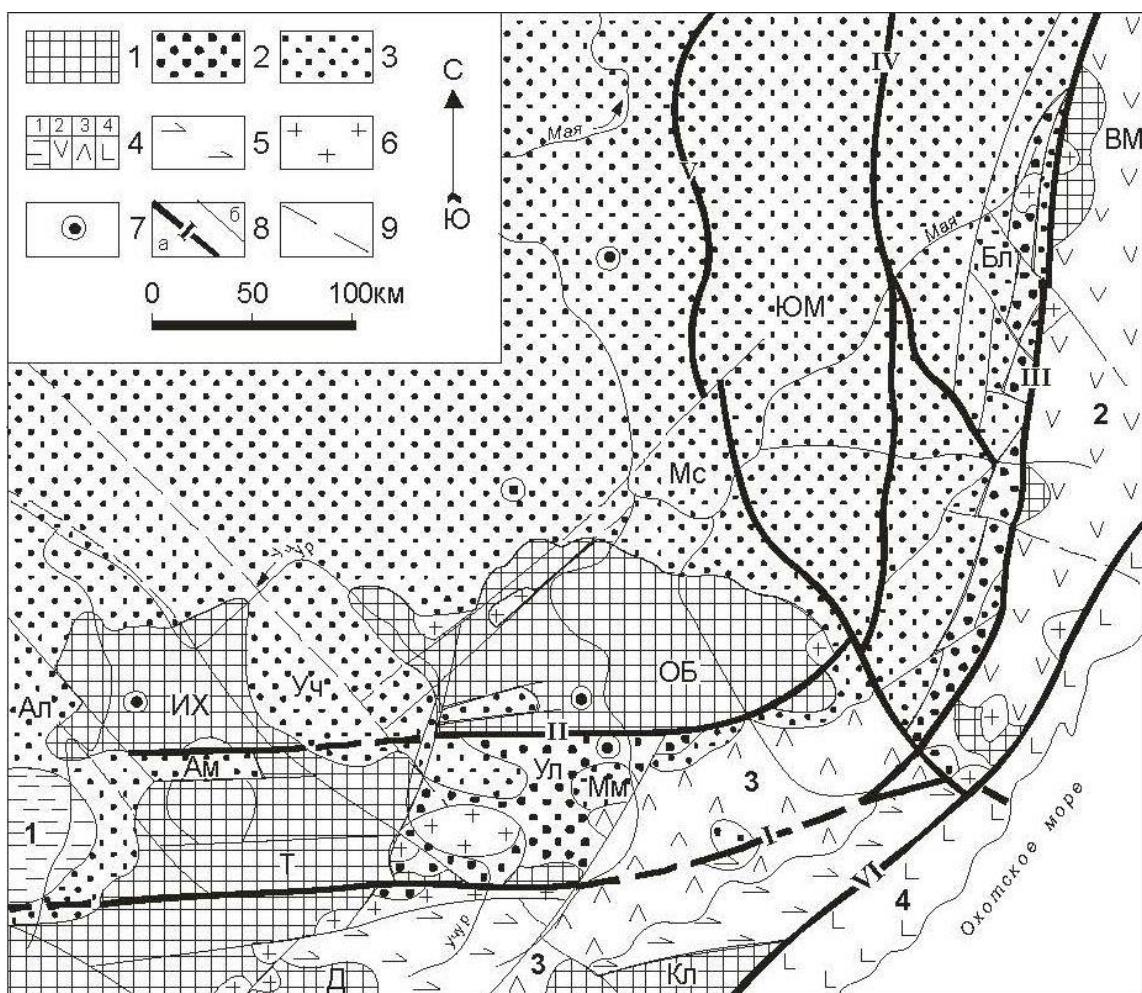


Рисунок 6-1. Положение Улканского и Билякчанского грабенов в структуре юго-востока Сибирской платформы (Гурьянов, Горошко, 2009): 1 – архейский кристаллический фундамент Алдано-Станового щита. Поднятия: Т - Тырканское, Д – Джугджурское, ИХ – Идюмо-Хайканское, ОБ – Омнинско-Батомгское, ВМ – Верхнемайское, КЛ – Кирано-Лавлинское. 2 – Нижний протерозой (верхний карелий), улканская и нельбачанская серии. Грабены: Ул – Улканский, Бл – Билякчанский. 3 – Рифей. Структуры платформенного чехла: Уч – Учурская, Мм – Маймаканская, Mc – Майская, Ал – Алгаминская впадина, Юм – Юдомо-Майский прогиб, Ам – Амуликанский и Ву – Верхнеугаянский грабены, АШ – Аяно-Шевлинский прогиб. 4 – Мезозой. Токинская впадина (1), Ульинская (2), Предджугджурская (3), Удская (4) вулкано-плутонические зоны. 5 – Архейские анортозиты, Джугджурский массив. 6 - 7 - Раннепротерозойские интрузии центрального типа (6), позднекарельские субщелочные и щелочные гранитоиды (7). 8 – 9 – разрывные нарушения: 8 - а – главные (I – Южноучурский, II – Чадский, III – Билякчанский, IV – Иотканский, V – Нельканский, VI – Джугджурский), б – второстепенные, 9 – скрытые под более молодыми образованиями

также важной ролью в формировании окружающих кратон орогенных поясов, которую играли крупноамплитудные (до первых тысяч километров) сдвиги (Буслов, 2011). Вероятно, блоки, ныне слагающие Приколымье, в доценское время находились к северу, югу либо западу от окраины кратона, в современных координатах. В пользу этого предположения, помимо того факта, что аналоги строматолитовых комплексов улахан-юрюинской свиты известны в Восточном Саяне и Туруханском районе (Ткаченко, Щербакова, 1991), может свидетельствовать также то обстоятельство, что южная, западная и северная (в современных координатах) окраины кратона

Таблица 6-1. Содержания малых элементов в раннепротерозойских вулканических породах хакдонской серии Приколымского террейна, г/т

Элементы	Метариолиты		Метабазальты	
Cr	6	91	46	46
Ni	16	24	59	38
Ba	684	632	474	1083
Rb	88	184	35	35
Sr	34	35	288	441
Y	48	45	33	57
Zr	500	386	149	289
Nb	23	23	15	12

в рифейское время характеризовались активным развитием субдукционных зон и закрытием малых океанических бассейнов (Верниковский и др., 2009; Гордиенко, 2006).

Коллизионно-аккреционная природа структуры Приколымского террейна (Шпикерман, 1998) позволяет рассматривать его в качестве фрагмента крупного складчато-надвигового пояса. Его аналогами являются Енисейский кряж и Кыллахская и Сетте-Дабанская зоны Верхоянского пояса, с которыми Приколымское поднятие сопоставимо как по пространственным параметрам, так и по составу и возрасту слагающих комплексов и геологической истории (Крылов, Лиханов, 2017; Лиханов и др., 2009; Ножкин, 2009; Ножкин и др., 2013; Тектоника..., 2001). Подобно этим региональным структурам, металлогения Приколымья также характеризуется широким развитием как стратиформного, так и жильно-прожилкового оруденения различных металлов, приуроченного к различным этапам геологического развития. Слагающие Приколымье субтеррейны (Шпикерман, 1998) в такой интерпретации избавляются от приставки «суб». Амальгамация, вероятно, произошла в ходе позднерифейской коллизии; начало совместного геологического развития террейнов маркируется рифтогенными базитами кембрийского сезамского комплекса. По набору структурно-вещественных комплексов и реконструируемой последовательности рифей-палеозойских геодинамических этапов наиболее близким аналогом Приколымского поднятия является Центрально-Таймырский аккреционный террейн (Верниковский, 1996; Проскурнин и др., 2014; рисунок 6-2).

Структурно-вещественные комплексы Приколымья характеризуются сиалической халькофильной геохимической специализацией, что отражает зрелый характер континентальной коры. При этом начиная с рифея отчетливо прослеживается тренд изменения геохимической специализации, выраженный в закономерном увеличении роли лито- и халькофильных элементов и снижения – сидерофильных (таблица 4-5). Это характерно для орогенных поясов, и, в частности описано для палеозойд Казахстана (Металлогенические..., 1983). При этом геохимический профиль коррелирует с мощностью земной коры – так, блоки с сидеро-

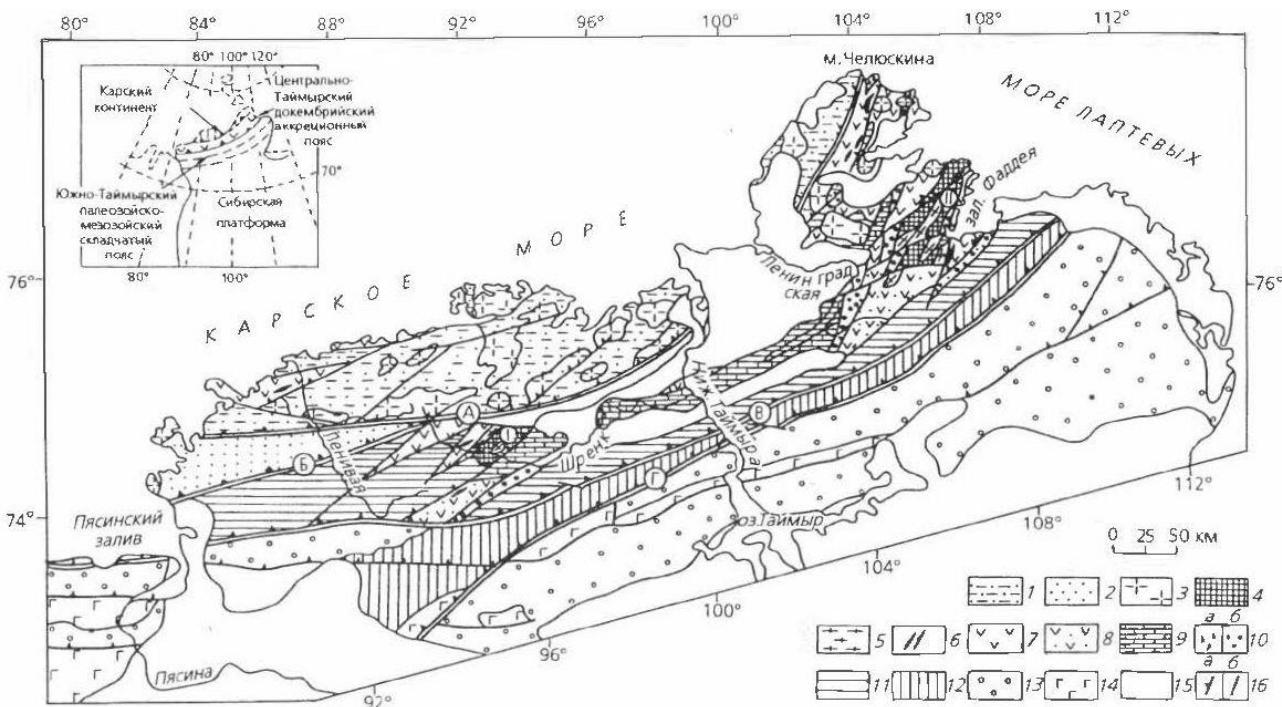


Рисунок 6-2. Схема тектоники Таймырской складчатой области (Верниковский, 1996): Северо-Таймырская зона: 1, 2 - флишиоидные отложения континентального склона Карского континента: 1 – позднерифейско-палеозойские зонально метаморфизованные и гранитизированные; 2 – вендкембрийские; 3 – позднепалеозойские коллизионные гранитоиды. Центрально-Таймырская зона: 4 – дорифейские (?) кристаллические комплексы Мамонтово-Шренковского (I) и Фаддеевского (II) террейнов диафторированные; 5 – рифейско-вендские коллизионные граниты; 6 – рифейские офиолиты; 7 – рифейские островодужные вулканиты; 8 – рифейские вулканогенно-осадочные островодужные и задуговые отложения; 9 – позднерифейские карбонатные отложения; 10 – коллизионные олистостромы (а) и молассы (б); 11 – вендско-палеозойские постаккреционные отложения чехла. Южно-Таймырская зона: 12, 13 – ордовикско-среднекаменноугольные карбонатные (12), позднекаменноугольно-пермские терригенные (13) шельфовые отложения окраины САК; 14 – верхнепермско-триасовые рифтогенные отложения; 15 – юрско-кайнозойские отложения; 16 – надвиги (а) и прочие разломы (б). Надвиги: А – Главный Таймырский; Б – Диабазовый; В – Пясино-Фаддеевский; Г – Пограничный

халькофильной специализацией имеют мощность коры 45 – 50 км, а с халько-литофильтральной – 60 км. Это объяснимо, учитывая последовательное усложнение чешуйчато-надвиговой структуры за счет всех новых и новых тектонических пластин.

Длительная история геологического развития Приколымья нашла отражение в формационном составе и закономерностях размещения рудных объектов (таблица 6-2). В среднем рифее на пассивной окраине Северо-Азиатского кратона образовались пластовые руды *формации стратиформных гематитовых руд*. Со средне-позднерифейским рифтогенезом (Тектоника..., 2001) связано формирование *медиистых песчаников*. В связи с палеозойским «рассеянным» рифтогенезом (Булгакова, 1991) среди рифейских и палеозойских карбонатных толщ формировались объекты *формации стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах*. С известково-щелочными магматическими ассоциациями Уяндино-

Ясачненского вулканогенного пояса (Тектоника..., 2001) связано оруденение *медно-молибден-порфировой* и *золото-серебряной формаций*, сформированное, вероятно, в обстановке трансформной континентальной окраины. Требует комментариев полученный нами $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датированием позднеюрский (162 – 152 млн лет) возраст золото-редкометалльных руд Приколымского террейна, поскольку по Ar-Ar и Re-Os изотопии, возраст золоторудных месторождений Колымы позднеюрско-раннемеловой (147 – 125 млн лет, Фридовский и др., 2021; Voroshin et. al., 2004). Однако следует отметить, что известны U-Pb датировки гранитоидов Колымского региона, соответствующие интервалу (басугунинский, каньонский и сибердыкский интрузивные комплексы, 160–155 млн лет) (Акинин и др., 2009). В северной части Приколымского террейна интрузии гранитов, с которыми ассоциирует золото-редкометалльная минерализация, имеют U-Pb (SIMS) возраст 154 – 152 млн. лет (М.М. Свириденко, В.И. Шпикерман, 2019ф). С учетом погрешности Ar-Ar определений, можно предположить, что гранитообразование и формирование золото-редкометалльного орудения на Приколымском поднятии можно параллелизовать с первым (позднеюрским) этапом формирования гранитоидов Главного батолитового пояса Северо-Востока (Герцева и др., 2021), которое было связано с амальгамацией Колымо-Омолонского супеттерейна. В целом, металлогения Приколымского террейна характеризуется закономерной сменой сингенетической минерализации (пластовые железные руды) вначале эпигенетической стратиформной (медиистые песчаники, стратиформные Pb-Zn руды), а затем жильно-прожилковой (медно-порфировая, золото-редкометалльная, золото-серебряная). Преобладают пологие рудовмещающие структуры.

Каждому этапам геодинамического развития соответствует индивидуальный набор рудных формаций. Металлогения Приколымья характеризуется закономерной взаимной сменой сингенетической минерализации вначале эпигенетической стратиформной и далее жильно-прожилковой. Преобладают пологие рудовмещающие структуры. Наиболее ярко это прослеживается на примере медного и полиметаллического оруденения, которое в истории геологического развития Приколымского поднятия формировалось неоднократно. При этом на каждом крупном геохронологическом уровне проявлены объекты одной рудной формации. Ряд формаций, сменяющих друг друга в геологическом времени - «медиистые песчаники (средний-верхний рифей) → стратиформные Pb-Zn (средний палеозой) → медно-молибден-порфировые (поздний мезозой)» - отражает, в первом приближении, геодинамическую эволюцию Приколымского террейна (Тектоника..., 2001; Шпикерман, 1998).

Эпигенетическая минерализация Приколымья наследует геохимическую специализацию вмещающих комплексов (Глухов, 2014). Геохимическая специализация и металлогения рудных систем, как известно, в значительной степени определяется составом вмещающих пород

Таблица 6-2. Этапы рудогенеза Приколымского и Омolonского террейнов

Этап	Металлогенический пояс	Геодинамическая обстановка	Рудные формации		Возраст, млн. лет*		
			Приколымский террейн	Омлонский террейн	вмещающих пород	руд	
Позднемеловой	Охотско-Чукотский	активная континентальная окраина	–	Au-Ag	–	83 – 79 (Ar-Ar)	
				Ag-Pb-Zn	86 (U-Pb)	–	
				Cu-Mo	89 – 84 (U-Pb)	88 (Ar-Ar)	
				Au-редкометалльная	90 – 85 (U-Pb)	90 (Ar-Ar)	
Ранннемеловой	Циркумалазейский, Яно-Колымский	островная дуга, трансформная окраина	–	Cu-Mo, Au-Ag	144 – 137 (U-Pb)	–	
Позднеюрский		островная дуга, трансформная окраина	Cu-Mo, Au-Ag	–	154 – 150 (U-Pb)	–	
Средне-позднеюрский		амальгамация террейнов	Au-редкометалльная	–	–	162 – 156 (Ar-Ar)	
Позднепалеозойский	Циркумалазейский	активная континентальная окраина	–	Cu-Mo, Au-Ag	375 – 336 (U-Pb)	299 – 286 (Ar-Ar)	
Силурийский		рифтогенез на пассивной окраине	MVT Pb-Zn	–	–	–	
		коллизия	–	Au-редкометалльная	433 – 425 (U-Pb)	–	
		пассивная окраина	Fe-стратиформная	–	–	–	
Рифейский		рифтогенез на пассивной окраине	Cu-песчаников	–	–	–	
Архейско-раннепротерозойский	Омлонский	консолидация фундамента	–	REE-пегматитов	3400 – 1990 (U-Pb)	–	
			–	Fe-кварцитов	–	1160 (Rb-Sr)	

*Использованы данные (Акинин, Жуланова, 2016; Акинин и др., 2020; Беус, Миледин, 1990; Бибикова и др., 1978; Гагиева, Жуланова, 2011; Ганелин и др., 2021; Глухов и др., 2021; Глухов и др., 2016; Гундобин и др., 1980; Дылевский, 1997; Н. Д. Кириллин, 1990ф; Кравцова и др., 2009; Лейер и др., 1997; Ньюберри и др., 2000; П. А. Самохвалов, 1992ф; М. М. Свириденко, В. И. Шпикерман. 2019ф; Шевченко, 2006; В. М Кузнецов, А. Н. Усов, 2017ф; Худолей и др., 2006; В. С. Шульгина и др., 1991ф; Щербакова и др., 1988)

(Наумов и др., 1983; Некрасов, 1991; Принципы..., 1979; Сидоров, 1987). Применительно к орогенным золоторудным месторождениям зависимость состава их руд от состава вмещающих пород детально рассмотрена, в частности, Э. П. Спирионовым и П. А. Плетневым (Спирионов, Плетnev, 2002). Геохимические спектры (таблица 6-3) и ассоциации руд (таблица 6-4) отражают специализацию вмещающих толщ. Вмещающие вендскими песчаниками рудные тела Главной рудной зоны месторождения Надежда характеризуются накоплением единственного из рассматриваемых элементов – As – ассоциирующего с Cu и Mo; все геохимические ассоциации (за исключением «сквозной» сидеро-литофильной) здесь являются новообразованными. В контраст, рудные тела Северной зоны характеризуются концентрацией Sb, Mo, Co, что коррелирует с геохимической ассоциацией вмещающих метариолитов. Геохимические спектр рудопоявления Глухое и состав геохимических ассоциаций в его рудах в полной мере отражают специализацию вмещающих рифтогенных вулканитов – метабазитов (Ni, Co, Cu, Zn) и метариолитов (Pb, Sb, Mo) на Cu, Zn, Ni, Mo. В наибольшей степени влияние геохимии вмещающих пород характерно для стратiformной свинцово-цинковой минерализации, наследующей металлогенический профиль и состав геохимических ассоциаций доломитов. В то же время практически стерильные в отношении рудогенных элементов известняки не оказывают никакого влияния на состав руд вмещающего ими рудопоявления Тимша. Ранее отмечалась также повышенная сурьмянистость вмещающих карбонатными породами стратiformных полиметаллических руд на восточном фланге Приколымского поднятия (Костин, Тыллар, 1993). Оруденение различных формаций Приколымья характеризуется однородным утяжеленным изотопным составом сульфидной серы (рисунок 6-3, таблица 6-5), что отличает его от руд Яно-Колымского пояса (Гамянин, Горячев, 2000). Как известно, изотопный состав $\delta^{34}\text{S}$ в рудах существенно зависит от возраста вмещающих пород (Chang et al., 2008). Однако известны примеры, когда золото-редкометалльная минерализация, вмещающая теми же комплексами, что и орогенная, и входящая в состав тех же рудных узлов, характеризуется значительно более легкой серой (Вагина, 2011). Применительно к Верхне-Колымскому региону Е.Э. Тюкова и С.В. Ворошин (2008) установили, что наследование изотопного состава сульфидной серы характерно как для золото-кварцевой так и для золото-редкометалльной минерализации. В этой связи характерно сходство состава изотопов руд Приколымья и дорудных «альпийских» прожилков. «Тяжелая» сера медно-порфировых рудопоявлений Приколымья необычна для подобной минерализации. Так, «классические» медно-порфировые месторождения Аризоны (Моренси) и Кавказа (Дастакерт), характеризуются значениями $\delta^{34}\text{S}$ от $-0,5$ до $-2,0\text{‰}$, а Филиппин (Лепант) (Hedenquist, Garcia, 1990) – $\delta^{34}\text{S}$ от $-2,0$ до $-5,0\text{‰}$, Урала (Грабежев, 1989) от 0 до 2,7; интервал вариаций среднего состава $\delta^{34}\text{S}$ медно-порфировых месторождений мира укладывается в диапазон $0 \pm 5\text{ \%}$ (Ohmoto, Goldhaber, 1997). Этую особенность, по нашему мнению, можно

Таблица 6-3. Геохимические спектры руд Приколымского террейна

Объект	Рудная формация	Возраст вмещающих пород	Геохимический спектр
Надежда	золото-редкометалльная	V	Au-Bi-As-Te-Ag-Pb-Cu-Sb-W-Mo
		PR ₁	Au-Mo-Co-Cu-As
Тый-Юрья		PR ₁	Au-Bi-Ag-Sb-Cu-Te-As-W-Co-Mo
Сохатиное		PR ₁	Au-Bi-Pb-Ag-Mo-As-W
Глухаринское	золото-редкометалльная, золото-серебряная	PR ₂	Au-Ag-Pb-Sb-Bi-As-Cu
Темное		RF ₂	Au-Ag-Bi-Te-Zn-W-Sb
Тимша	золото-серебряная	RF ₂	Hg-Ag-Au-W-As-Mo-Sb
Глухое	медно-порфировая	PR ₁	Ag-Cu-Pb-Au-As-Mo-Sb
Невидимка		RF ₃	Cu-Ag-Zn-Bi-Pb-Sb-As-Au
Опыт		C ₁	Cu-Ag-Pb-Bi-Zn-As-Au
Надежда-2	свинцово-цинковая в карбонатных толщах	RF ₂	Pb-Ag-Zn-Cd-Ba-As-Mn-Co
Ороек	медиевые песчаники и сланцы	RF ₂	Cu-Au-Ag-Mn-Co

Таблица 6-4. Геохимические ассоциации руд месторождений и рудопроявлений центральной части Приколымского террейна

Месторождение, рудопроявление	Ассоциации
Надежда, Главная рудная зона	3) Fe, Co, Ni, Zn, Mn, V 4) Pb, Sb 5) As, Cu, Mo
Надежда, Северная рудная зона	2) Fe, Cu, Zn, Mn, V 3) As, Co, Mo 4) Pb, Sb
Глухой	1) Co, Mn 2) Cu, Ni 3) Fe, As, Pb, Zn, Sb
Надежда (глубокие горизонты)	4) Fe, Co, Ni, Mo, Mn, Zn, V 5) Pb, Cu, As
Тимша	4) Fe, Co, Ni, Cu, Mo, Mn, Zn, V 5) As, Sb 6) Pb, Mo

объяснить докембрийским возрастом сиалического корового субстрата Приколымья, в отличие от более молодого существенно фемического субстрата большинства других известных медно-порфировых провинций.

Изотопный состав кислорода кварца золото-редкометалльных руд Приколымского террейна (рисунок 6-4, таблица 6-5) характеризуется сравнительной однородностью, значения $\delta^{18}\text{O}$ находятся в узком диапазоне от 12,5 до 15,1 ‰, что характерно минерализации данного типа на Северо-Востоке Азии (Vikent'eva et al., 2018). В целом, он близок безрудному кварцу из

метаморфогенных прожилков и соответствует осадочным породам (Shepard et al., 1971). Приблизительно оцененные теоретические значения величин $\delta^{18}\text{O}$ для водного компонента флюидной фазы, полученные исходя из температур рудообразования (Иконникова и др., 2009), составляют от + 3 до + 12 ‰. По данным О.В. Викентьевой с соавторами (Vikent'eva et al., 2018), значения $\delta^{18}\text{O}$ кварца из гранитов, аплитов и пегматитов колеблются от + 8 до + 11 ‰. С учетом этого, изотопный состав кислорода жильного кварца золото-редкометалльной минерализации Приколымья указывает на метаморфогенный источник флюида.

Таблица 6-5. Изотопный состав серы сульфидов и кислорода кварца Приколымского террейна (Глухов, Бирюков, 2022)

Месторождение, рудопроявление	Рудная формация	Интервал значений (кол-во анализов), минерал	
		$\delta^{34}\text{S}$ VCDT, ‰	$\delta^{18}\text{O}$ SMOW (‰)
Надежда	дорудные метаморфогенные прожилки	+9,1...+9,9 (2), пирит	+15,9...+16,1 (2), кварц
Надежда, Главная рудная зона	золото-редкометалльная	+8,6...+9,9 (3), пирит	+13,9...+14,9 (5), кварц
Надежда, Северная рудная зона		+9,9...+10,6 (2), пирит	—
Тый-Юрье		—	+15,1, кварц
Темный		—	+12,5...+14,0 (3), кварц
Надежда-3	стратиформная Pb-Zn	+9,6...+10,4 (2), пирит, галенит	—
Невидимка	медно-молибден-порфировая	+5,7, пирит	—
Опыт		+13,0, пирит	—
Глухой		+4,2, пирит	—

*прочерк – отсутствие данных

Полученные данные показывают, что последовательная смена на протяжении геологической истории наиболее древней стратиформной сидеро- и халькофильной (Fe, Cu) минерализации вначале стратиформной (Pb, Zn), а затем жильно-прожилковой халькофильной (Pb, Zn, Cu, Au, Ag) указывают на эволюционный характер металлогенического развития Приколымского поднятия, с увеличением типового разнообразия оруденения по мере смены геодинамических обстановок. Неоднократное возобновление рудообразующих процессов при таком сценарии определялось взаимным наложением магматических образований и рудоконцентрирующих структур различного возраста (Аристов и др., 2004; Костин, 2002; Сотников, 1997). Теоретическим базисом для понимания закономерностей такого рода эволюции могут являться концепции «реювенации» и «регенерации» месторождений (Шнейдерхен, 1958;

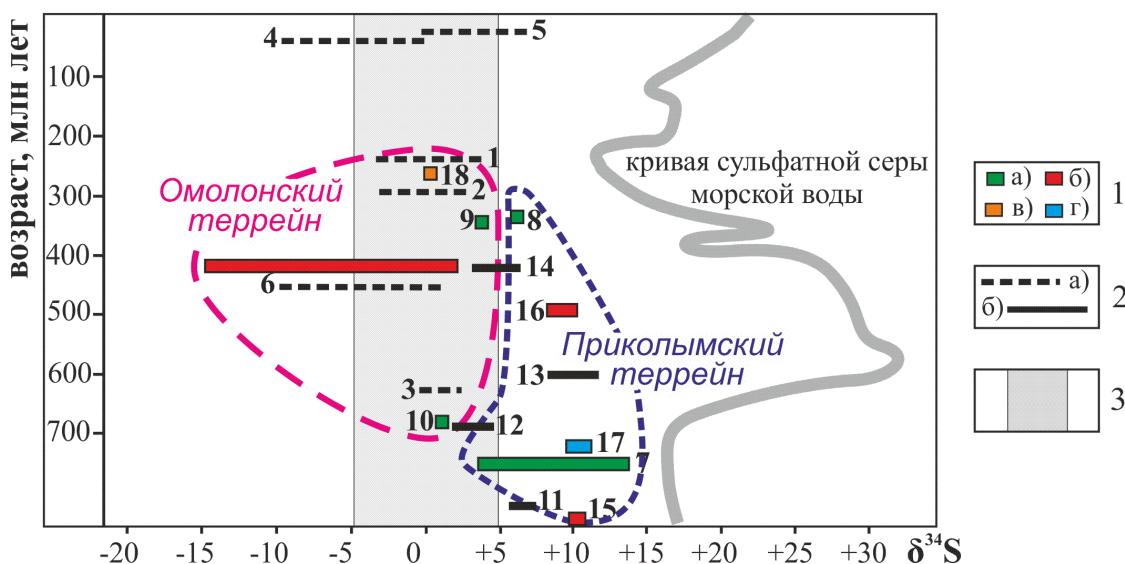


Рисунок 6-3. Изотопный состав сульфидной серы разнотипного оруденения Северо-Востока Азии и мира, с использованием данных Н.А. Горячева и др. (2017); Z. Chang et al. (2008), N. Ohmoto, M. Goldhaber (1997), A. Wilson et al. (2007): 1 – месторождения и рудопроявления Северо-Востока (а - медно-порфировые, б - золото-редкометалльные, в - золото-серебряные, 4 – стратиформные Pb-Zn); 2 – месторождения мира (а - медно-порфировые, б - золото-редкометалльные); 3 – интервал вариаций среднего состава $\delta^{34}\text{S}$ медно-порфировых месторождений мира.

Номера месторождений и рудопроявлений: 1 – Бьютт, 2 – Бингем; 3 – Сьеррита; 4 – Эль Сальвадор; 5 – Лепанто; 6 – Кадия-Риджуэй; 7 – Опыт, Глухое; 8 – Невидимка; 9 – Захаренко; 10 – Хрустальное; 11 – Олимпиада; 12 – Телфер; 13 – Кумтор; 14 – Мурунтау, Чармитан; 15 - Надежда, Северная зона; 16 - Надежда, Главная зона; 17 - Надежда, Pb-Zn; 18 – Джелты; 19 – Нодди

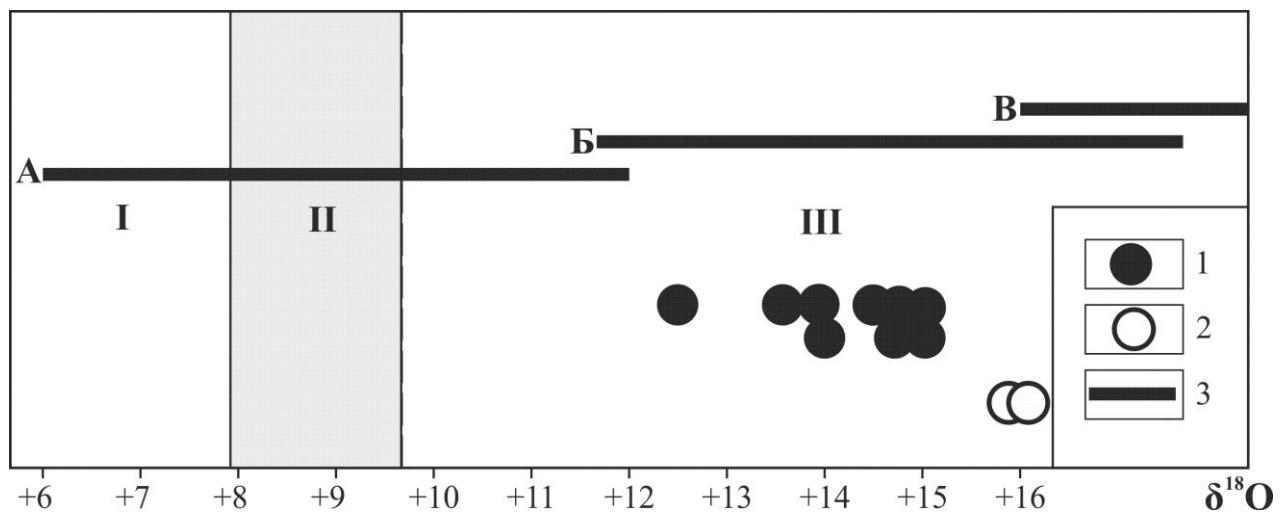


Рисунок 6-4. Изотопный состав кислорода в кварце Глухаринского рудно-rossыпного узла: 1 – рудный кварц из прожилков с золото-редкометалльной минерализацией, 2 – кварц из дорудных «альпийских» прожилков, 3 – интервалы значений $\delta^{18}\text{O}$ из кварца месторождений различных геологического типов (А – медно-порфировые по Nokleberg (2010); Б – золото-редкометалльные месторождения провинции Тинтина (McCoy et al., 1997); В – орогенные месторождения золота Ленского рудного района (Иконникова и др., 2009; Кряжев и др., 2009); Г – золото-серебряные (палеозойские) месторождения Омолонского массива (Горячев и др., 2017)

Римскими цифрами обозначены поля изотопного состава пород различного происхождения по (Shepard et al., 1971): I – магматические породы мантийного происхождения, II – область взаимодействия магматических и осадочных пород, III – осадочные породы

Рундквист, 1993; Рундквист, Рундквист, 1994; Основы..., 1995) и «базовых рудных формаций» (Сидоров, 1987, 1998). Как известно, возникновение значимых рудных скоплений зачастую предопределется последовательным развитием и наложением в пространстве периодов син- и эпигенетического концентрирования (Принципы..., 1979). Пространственное совпадение районов и узлов с жильно-прожилковыми рудами с ареалами развития стратиформной минерализации может являться общей закономерностью для структур с длительной многоэтапной историей геологического развития.

6.2. Омolonский кратонный террейн

В структуре Омлонского террейна выделяются архейско-раннепротерозойский кристаллический фундамент, рифейско-среднеюрский чехол и верхнеюрско-нижнемеловой орогенный комплекс. Кроющие образования представлены широко развитыми континентальными известково-щелочными вулканитами трех разновозрастных окраинно-континентальных вулканогенных поясов: Кедонского ($D_2 - C_1$), Олойского ($J_3 - K_1$) и Охотско-Чукотского (K_{1-2}). Стратифицированные комплексы прорывают крупные батолиты, относимые к трем интрузивным комплексам – абkitскому (силур), булунскому (ранний карбон), пенжинскому (поздний мел). В составе изверженных комплексов Омлонского массива преобладают салические породы и их ассоциации известково-щелочного и субщелочного калиевого состава (Лычагин и др., 1990); среди фемических образований преобладают щелочные и субщелочные при резко подчиненной доле толеитов. Строение дорифейского фундамента определяют моноклинали и гранито-гнейсовые купола (Шевченко, 2006); комплексы чехла слагают пологие моноклинали и брахисинклинали. Вулканиты слагают разнопорядковые вулканоструктуры изометричных очертаний. Деформационную структуру Омлонского массива определяют крутопадающие разломы; взбросы и надвиги редки и характеризуются достаточно крутыми падениями сместителей ($30 - 75^\circ$) и малыми амплитудами смещения (до 2 км).

В истории геологического развития Омлонского массива выделяются пять этапов: дорифейский, рифей-раннепалеозойский, среднепалеозойский, позднепалеозойско-мезозойский, позднемезозойский. На дорифейском этапе массива приходило становление и консолидация кристаллического фундамента Омлонском массиве в результате гранитизации исходного базитового субстрата (Жуланова, 1990); Аккреция массива к САК в позднем палеопротерозое (Смелов, Тимофеев, 2003) и последующий рифтогенез с обособлением Омлонского массива, способствовали развитию разломов сдвиговой и раздвиговой кинематики. Рифтогенные процессы продолжались вплоть до раннего палеозоя, маркером чего являются раннекембрийские субщелочные базальты сезамского и сиениты анмандыканского комплексов. Коллизия Омлонского массива с Анмандыканской островной дугой в силурийское время (Шпикерман и

др., 2001), сопровождалась сжатием и формированием гранитоидов абкитского комплекса и золото-редкометалльных жил (Горячев, Егоров, 2001). Среднепалеозойский этап характеризовался условиями общего субдукционного сжатия; с ним было связано формирование Верхне-Омолонского разлома, контролирующего размещение палеозойских интрузий и представленного многочисленными зонами рассланцевания и приразломной складчатости. Подобная геодинамическая обстановка благоприятствовала формированию медно-порфировой минерализации (Nisniwaki, Uyeda, 1983; Richards, 2003). Последующая релаксация субдукционного стресса привела к растяжению с формированием очагов кислого вулканизма КВП, сопровождавшихся кальдерообразованием и гидротермалитами, в том числе эпимеральными жилами с золото-серебряной минерализацией. Позднепалеозойско-мезозойский этап характеризовался обстановкой растяжения и «рассеянного рифтогенеза» (Булгакова, 1986), его завершающей фазой стало формирование тел раннемеловых щелочных габброидов, сиенитов и гранитов. Очередной этап субдукционного сжатия начался на северо-восточной окраине массива в поздней юре с формированием ОВП и продолжался на южной его окраине на протяжении всего мелового периода в связи со становлением ОЧВП.

Для геохимической эволюции Омолонского массива характерно сохранение геохимической специализации осадочных толщ на протяжении геологического развития (таблица 4-5), т.е. отсутствие какого-либо эволюционного тренда. Преобладание сиалических элементов и дефицит фемических уже в риффе связано с завершением формирования континентальной коры региона к этому времени.

Металлогеническая эволюция Омолонского террейна (таблица 6-2) началась на рубеже раннего и позднего протерозоя, когда в связи с гранитизацией, маркировавшей консолидацию кристаллического фундамента (Жулanova, 1990), формировалось оруденение формаций *железистых кварцитов и редкометалльных пегматитов*. Следует упомянуть, что образование месторождений железистых кварцитов так называемого «алгомского» типа связывается именно с аккреционно-коллизионными событиями, завершившими становление кратонов (Dai et. al., 2017). С среднепалеозойским гранитоидным магматизмом коллизионной (Шпикерман и др., 2001) либо задуговой (?) природы было связано формирование рудопроявлений *золото-редкометалльной формации*. Субдукционный магматизм Кедонского вулкано-плутонического пояса (Горячев и др., 2017) сопровождался формирование руд *медно-молибден-порфировой формации*; процессы рифтогенеза по его завершении сопровождались латитовым магматизмом и формированием месторождений *золото-серебряной формации*. Магматизм Олойского вулкано-плутонического пояса (Кара и др., 2019), сопровождавшийся формированием крупных медно-молибден-порфировых и золото-серебряных месторождений (Песчанка, Весеннее), затронул и северо-восточный фланг Омолонского массива (Лычагин, 1987), где была сформирована *медно-*

молибден-порфировая и золото-серебряная минерализация Бургачанского узла. Грандиозные субдукционные процессы на востоке Азии привели к формированию ОЧВП (Тихомиров, 2020) и образованию в южной части Омolonского массива многочисленных месторождений и рудопровлений золото-серебряной, серебро-полиметаллической, золото-редкометалльной и медно-молибден-порфировой формаций. Металлогенез Омolonского массива характеризуется развитием главным образом жильно-прожилковой минерализации, контролируемой крутопадающими структурами. Реже встречающиеся оруденелые скарны и залежи железистых кварцитов также имеют крутое падение и часто контролируются теми же структурами что и жилы. Стратиформное оруденение в пределах Омolonского массива развито крайне незначительно.

Разновозрастная минерализация Омolonского массива характеризуется различными геохимическими спектрами, а зависимости от состава вмещающих пород не наблюдается (таблица 6-6). Опубликованные данные об изотопном составе Sr в рудах эптермальных Au-Ag месторождений Кубака, Биркачан (Котляр, 2000; Наталенко и др., 2002; Степанов и др., 1998) Дальнее (Кравцова и др., 2009) характеризуются большим разбросом значений Sr_0 (0,7028 – 0,7155). Изотопный состав кварца ($d^{18}O = +2,7 - +9,1 \text{ ‰ SMOW}$) месторождения Биркачан (Горячев и др., 2017) указывает на мантийные источники флюида. Соотношения изотопов Sr и O в рудах Биркачана подчиняются модели смешения мантийного и корового вещества (James, 1981; Taylor, 1980) и соответствуют как минимум двум различным источникам, для которых соотношения мантийной и коровой компоненты ($Sr(m): Sr(k)$) варьировали от 1:1 – 1:5 (близки к базальтам срединно-океанических хребтов) до 1:100 и более (как у гнейсов и кристаллических сланцев). Все это вместе может указывать как на гетерогенность источников вещества месторождений, так и на различную степень контаминации рудогенерирующих магм КВП и ОЧВП (Покровский, 2000). Ограниченный объем данных по изотопии сульфидной серы из руд Омolonского массива, тем не менее показывает, что разнотипная и разновозрастная минерализация имеет разный состав (таблица 6-7). Меловая медно-порфировая и золото-серебряная минерализация Конгинской зоны характеризуются преобладанием «утяжененного» изотопа, что характерно для субдукционных рудно-магматических систем (Грабежев, 1989). Напротив, палеозойское золото-редкометалльное оруденение содержит «легкий» изотоп серы, что также является характерным для подобных объектов Северо-Востока Азии (Тюкова, Ворошин, 2008).

Таким образом, состав вещественных комплексов, металлогенез и характер тектонических деформаций отражают стабильную, консолидированную структуру Омolonского массива, сформировавшуюся к началу рифея. Последующие эпохи сжатия и растяжения

существенно не изменили структурный рисунок и лишь способствовали формированию субвертикальных расколов кристаллического фундамента.

В терминах геосинклинальной тектоники кратонные террейны именовались срединными массивами. Б. М. Чиков (1978), а также позднее А. Д. Чехов (2000) сформулировали основные черты их геологического строения: 1) двухярусное строение (консолидированный докембрийский фундамент и отделенный несогласием осадочный чехол), 2) блоковый тип деформаций чехла при отсутствии складок и надвигов, 3) расположение внутри орогенных поясов в обрамлении складок и надвигов.

Таблица 6-6. Геохимические спектры руд месторождений и рудопроявлений Омолонского террейна

Объект	Рудная формация	Возраст вмещающих пород	Au / Ag	Геохимический спектр
Кубака Цоколь	золото-серебряная	D ₃ – C ₁	1:1 – 1:2	Au-Ag-Sb-W-Mo-Pb-As
Биркачан		D ₃ – C ₁	1:3	Au-Ag-As-Sb-W-Mo-Bi
Бургали		D ₂₋₃	1:3 – 1:4	Au-Ag-As-Sb-Mo-W-Bi
Елочка		D ₂ – C ₁	1:1	Au-Sb-W-Ag-As-Mo-Pb
Нижний Биркачан		D ₂₋₃	1:1 – 2:1	Au-As-Ag-Pb-Mo-W-Bi
Надежда		D ₁₋₂	2:1	Au-Mo-Cu-As-Ag-W-Zn
Юный		D ₂₋₃	1:20	Au-Ag-W-Mo-Pb-Sn-Cu
Рыжик		D ₂₋₃	1:2 – 1:15	Au-Ag-Mo-Cu-W-As-Bi
Шеелитовый		D ₂₋₃	1:20 – 1:100	Pb-Ag-Au-Mo-Cu-As
Маловодный		D ₂₋₃	1:20	Au-Ag-Mo-Pb-W-As-Sb
Прогнозное		D ₂₋₃	4:1	Au-Ag-Sb-W-As-Mo-Zn
Ольча		D ₂₋₃	1:3	Au-Ag-As-Sb-W-Pb-Mo
Джелты		P ₂ , K ₂	1:40 – 1:100	Ag-Pb-Au-As-Sb-Zn-Mo
Любимое		C ₁ , K ₂	2:1	Au-Cu-Zn-Pb-Mo-Ag
Ирбычан		K ₁₋₂	1:50	Ag-Au-As-Sb-Mo-Pb-Cu
Ороч		K ₁₋₂	1:100	Ag-Au-Sb-Cu-As-Pb-Zn
Невенрекан		K ₁₋₂	1:50	Ag-Au-As-Sb-Mo-W-Cu
Упрямое	золото-редкометалльная	D ₂₋₃	1:1	Au-Pb-Ag-W-Mo-Zn-Bi-As-Cu
Орлиное	медно-молибден-порфировая	AR, C ₁	1:10 – 1:50	Au-Ag-Pb-As-Zn-W-Sb
Захаренко		D ₂₋₃ , K ₁	1:1	Au-Pb-Ag-W-Mo-As
Лабазное		D ₂₋₃ , K ₁	1:1	Mo-Ag-Pb-Cu-Zn-As
Аура	серебро-полиметаллическая	K ₂	1:10000	Ag-As-Pb-Au-Zn-Sb-Mn
Дручак		K ₂	1:1000	Zn-Ag-Pb-Au-As-W-Mn
Радуга		P ₂ , K ₂	1:500	As-Ag-Au-Pb-Bi-Zn-Sb
Вулкан		D ₃ – C ₁ , K ₂	1:500	Pb-Ag-Au-Zn-Cu-W-As
Седое		D ₃ , K ₂	1:1000 – 1:5000	Pb-Ag-Zn-As-Bi-W-Sb
Терминэ		D ₂₋₃ , K ₁	1:150	Ag-Zn-Cu-Pb-Ag-Mo

Таблица 6-7. Изотопный состав серы рудных минералов отдельных месторождений и рудопроявлений Омоловского массива

Рудопроявление	Рудная формация	Минерал	d ³⁴ S VCDT, ‰
Джелты	золото-серебряная медно-молибден-порфировая	пириит	+ 0,3
Захаренко		пириит	+ 4,7
Хрустальное*		галенит	+ 1,8
Нодди*	золото-редкометальная	молибденит	+ 2,1
		галенит	-11,9...-14,0

*Горячев и др., 2017

Рассмотрим кратонные терреины южного обрамления Северо-Азиатского кратона и Центрально-Азиатского складчатого пояса (рисунок 6-5). В пределах Центрально-Азиатского пояса (Буслов, 2011) они известны среди палеозоид Казахстана. Наиболее крупным и хорошо изученным является Kokчетавский террейн. Здесь дорифейский субстрат сложен эклогит-гнейсовыми комплексами с U-Pb возрастом 1,5 – 2,7 млрд. лет (Сидоренко, 2010) и перекрывается рифейскими вулканитами бимодального (риолиты-базальты) состава. На них надвинуты океанические образования вендско-раннекембрийского возраста, представленные черными сланцами, граувакками, толеитовыми базальтами, а также рифейские шельфовые карбонатно-терригенные отложения (Кузовенко и др., 2009). Весь этот сложный структурный ансамбль прорван гранитоидными массивами, Rb-Sr возраст которых варьирует от 444 до 400 млн лет (Сидоренко, 2010). Согласно современной интерпретации (Добрецов и др., 2006; Жимулов и др., 2011; Hacker et. al., 2003) чешуйчато-надвиговая структура Kokчетавского терреина была сформирована в ходе аккреционно-колизионных событий позднего кембрия - раннего ордовика в результате эксгумации ранее субдуцированных сиалических блоков. Специфической особенностью доаккреционной минерагении Kokчетавского терреина является архейский алмазоносный эклогит-гнейсовый комплекс. Дорифейские амфиболиты вмещают стратiformную вольфрамовую минерализацию (Мазуров, 2002), рифейские черные сланцы – свинцово-цинковую минерализацию осадочно-эксгалакционного типа (SEDEX). Синаккреционное оруденение связано с гранитоидами среднего палеозоя и представлено скарнами и грейзенами с вольфрамовым оруденением, олово-редкометальными и золото-редкометальными месторождениями, среди которых известны гиганты - Васильковское, Степняк, Сарымбет. Улутауский террейн сложен, гнейсами, амфиболитами, кварцитами, порфириодами и базальтами; метаморфизм датируется неопротерозоем (Третьяков и др., 2020). Доаккреционная металлогенезия терреина определяется железистыми кварцитами, которые ассоциируют с рифейскими базальтами и связываются с рифейским рифтогенезом (Мазуров, 2002). Среди амфиболитов известны залежи колчеданных свинцово-цинковых руд.

В состав орогенных поясов южного обрамления Северо-Азиатского кратона входят несколько кратонных блоков. Канский террейн занимает пограничное положение между юго-

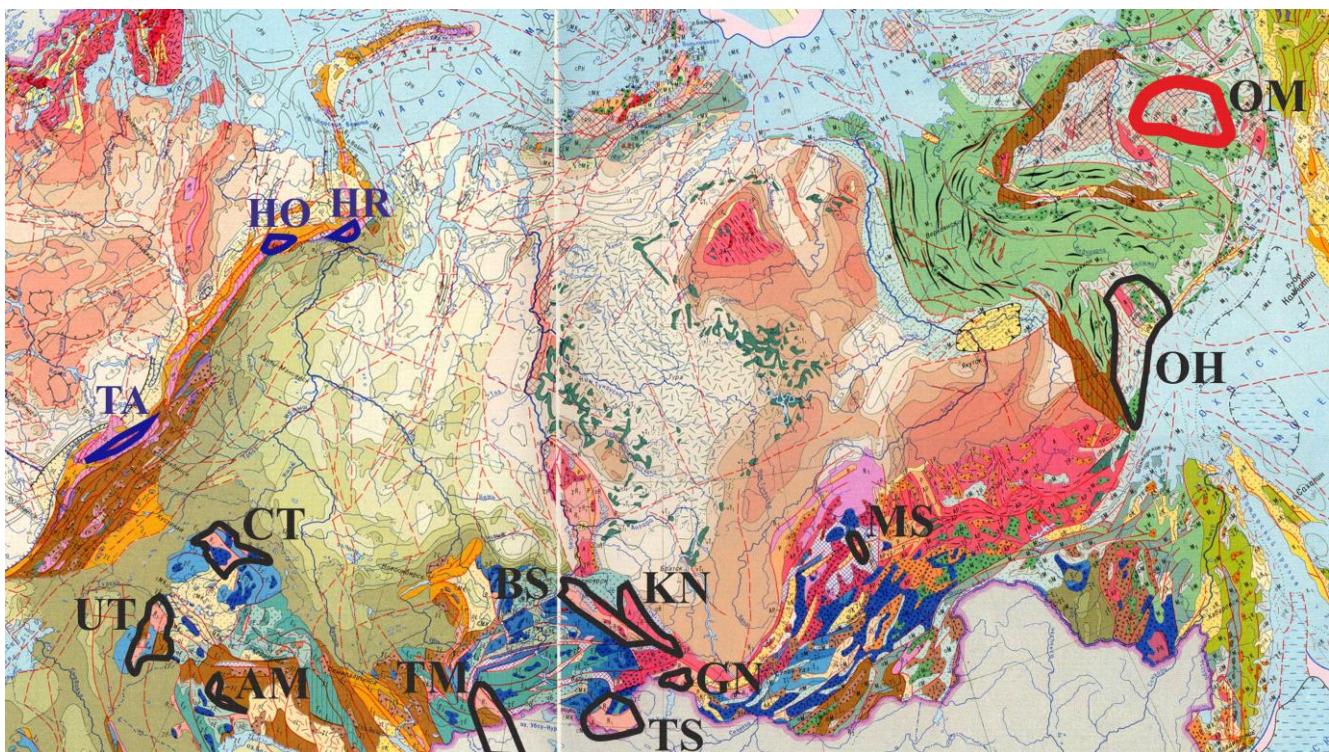


Рисунок 6-5. Кратонные терре́йны Северной Азии (Геологическая основа – «Тектоническая карта СССР», 1980): ОМ – Омолонский, ОН – Охотский, МС – Муйский, ГН – Гараганский, КН – Канский, БС – Бирюсинский, ТМ – Тувино-Монгольский, ТС – Тарбагтайский, КТ – Кокчетавский, УТ – Улутауский, АМ – Актау-Моинтинский, ХР – Харбейский, ХО – Хобеизский, ТА – Тараташский

западной окраиной кратона и структурами Алтая-Саянской орогенной области, что обуславливает чешуйчато-надвиговое строение его дорифейского фундамента, отдельные фрагменты которого представлены крупными (более 100 км²) тектоническими пластины. Он сложен гнейсами, гранулитами, амфиболитами, тоналитами, трондьемитами с абсолютным возрастом молельным Sm-Nd методом 2,1 – 2,6 млрд. лет (Туркина и др., 2007), перекрывающимися метавулканитами (U-Pb возраст 1741 ± 30 млн лет, Ножкин и др., 2015) метаграувакками, кварцитами, коматит-толеитового состава. Центральная часть терре́йна представлена офиолитовым меланжем с протрузиями перидотитов. Дорифейские интрузии представлены расслоенными массивами дунит-анортозит-габбрового, дунит-верлит-пикритового состава и перидотит-пироксенит-габбрового комплексов (Юричев, 2013). Метавулканиты известково-щелочного состава и комагматичные им тоналиты с абсолютным возрастом 686 ± 32 млн лет (Туркина и др., 2007) образуют островодужную ассоциацию. Все эти комплексы прорваны трондьемитами с абсолютным возрастом 555 ± 5 млн лет. Согласно современной модели, аккреционно-коллизионные события, сформировавшие современную структуру орогена происходили в интервале 600 – 555 и 500 – 440 млн лет (Туркина и др., 2007). Наиболее ранними из известных рудных концентраций Канского терре́йна являются железистые кварциты (Корнев, 1978). Дорифейские базит-гипербазитовые комплексы несут ильменит-магнетитовую и медно-никелевую с платиноидами минерализацию (Кингашское

месторождение). Редкометалльно-редкоземельное оруденение связано с пегматитами и щелочными метасоматитами среди гранулито-гнейсовых толщ. С рифейскими островодужными комплексами ассоциирует колчеданно-полиметаллическая минерализация.

Синакреционное оруденение представлено золото-кварцевыми и золото-редкометалльными жилами, скарнами и грейзенами со оловянно-вольфрамовой и молибденовой минерализацией Бирюсинский террейн слагают архейские гнейсы, афиболиты, мигматиты, гнейсо-граниты с U-Pb возрастом 2,8 – 2,5 млрд. лет, которые перекрываются слюдяными сланцами, метабазитами, мраморами нижнего протерозоя (Ножкин, 2009). Они интрудированы гранитами и тоналитами с абсолютным возрастом 1,89 – 1,86 млрд. лет, а также гипербазитами (Абрамович, Кузьмин, 2012). Рифейские известково-щелочные эфузивы и вулканогенно-осадочные комплексы отражали формирование Саяно-Байкало-Муйской островодужной системы. В венд-раннепалеозойское время формировались коллизионные гранитоиды, а в мезозое, в связи со внутриплитным рифтогенезом – литий-фтористые граниты. Структура Бирюсинского террейна чешуйчато-надвиговая, с многочисленными линзами серпентинизированных гипербазитов. Минерагению раннего докембрия Бирюсинского террейна характеризует Малотагульское железо-титановое месторождение в ортоамфиболитах, рудопроявления железистых кварцитов и слюдоносные пегматиты. С раннепротерозойскими гранитами связаны редкометалльные пегматиты, а с коллизионными гранитоидами позднего докембрия – золото-кварцевое оруденение, а также скарны со свинцовой и молибденовой минерализацией. Триасовые литий-фтористые и щелочные граниты мезозоя несут редкометалльно-редкоземельные месторождения, в том числе крупные (Зашихинское).

Докембрийский фундамент Гараганского кратонного террейна сложен гнейсами, гнейсо-гранитами, амфиболитами, гранулитами с U-Pb возрастом 2,6 – 2,9 млрд. лет (Жмодик и др., 2006). Они перекрыты рифейскими кремнистыми, черносланцевыми и терригенно-карбонатными отложениями, на которые обдуцированы офиолиты. Все эти образования прорываются плагиогранитами Гараганского plutона, связанными с формированием Саяно-Байкало-Муйской островодужной системы. Аккреция островной дуги к Северо-Азиатскому кратону привела к внедрению plutонов лейкогранитов. Состав, возраст и тектоническая эволюция Муйского террейна близки Гараганскому с той разницей, что в процессе венд-раннепалеозойских субдукционно-коллизионных процессов он пережил субдукционное погружение и эксгумацию с формированием глаукофансланцевых и эклогит-гнейсовых комплексов (Жмодик, 2006; Шацкий и др., 2012). С глубоководными кремнистыми и черносланцевыми толщами рифея связана рассеянная непромышленная стратиформная сульфидная минерализация осадочно-эксгалакционного типа (SEDEX). Гипербазиты офиолитовых ассоциаций несут никель-платиноидное оруденение (Поляков и др., 2013). С

аккрецией венда-раннего палеозоя связано важнейшее в экономическом отношении золото-кварцевое оруденение, представленное крупными месторождениями Зун-Холба и Ирокинда (Гордиенко и др., 2016; Корольков, 2005). Поздние активизационные события привели к формированию среди рифей-венденских карбонатных толщ золото-серебряного оруденения (Айриянц и др., 2007), близкого по геологии и составу руд к Тас-Юряхскому и Куранахскому месторождениям.

В современной палеогеодинамической интерпретации (Гордиенко, 2006; Коробкин, 2011; Миронов и др., 2006) эти, и другие аналогичные по строению террейны (например, Дзабханский (Козаков и др., 2014, 2016), в частности те, которые образуют так называемый Тувино-Монгольский микроконтинент (Зоненшайн и др., 1990; Кузьмичев, 2004) считаются фрагментами суперконтинента Родиния. Все они сложены существенно ювенильной протерозойской корой (Дегтярев, Ярмолюк, 2019), характеризуются (Еханин и др., 2008; Козаков и др., 2016) чешуйчато-надвиговым строением, наличием в составе дорифейского субстрата офиолитов (Ivanov et. al, 2017), эклогит-глаукофансланцевых комплексов и широким развитием стратiformного оруденения. Они не соответствуют определению «срединный массив» Б. М. Чикова (1978) и, таким образом, не могут рассматриваться как аналоги Омоловского массива. Намного ближе к ним по геологическому строению Приколымское поднятие. Отсутствие на Приколымье эклогитов или глаукофановых сланцев (при широком развитии в метаморфических сланцах дистена) не является препятствием для проведения подобных аналогий. Современные представления о генезисе метаморфических поясов в аккреционно-коллизионных областях, предусматривают образование комплексов умеренного давления в результате «вторичной» гидратации, сопровождающей быструю эксгумацию ультравысокобарических комплексов (Maruyama et. al., 2010).

Все это справедливо применительно также к блокам раннедокембрийских метаморфических пород, входящим в состав Уральского пояса. Они представлены (с севера на юг) Харбейским (Полярный Урал), Хобеизским (Приполярный), Тараташским (Северный) и Александровским блоками, которые традиционно относят к так называемым «доуралидам» (Фишман, Юшкин, 1980). В настоящее время они считаются террейнами-фрагментами фундамента Восточно-Европейской плиты (Золоев и др., 2007; Нечеухин, Волчек, 2014), которая в неоархейско-раннепротерозойское время являлась составной частью суперконтинента Колумбия (Пыстин, Пыстиня, 2021). Они слагают аллохтонные надвиговые пластины (Диденко и др., 2001), надвинутые на рифейско-палеозойские шельфовые и океанические комплексы и характеризуются общими особенностями: 1) сравнительно небольшие размеры в плане (не более 50×100 км), 2) чешуйчато-надвиговое внутреннее строение, 3) геодинамически разнородный состав протолита (okeанические, островодужные, рифтогенные комплексы), 4) степень

метаморфизма как правило не выше амфиболитовой (гранулиты редки), 5) палеопротерозойский U-Pb возраст протолита (2,4 – 2,1 млрд. лет, Пыстин, Пыстина, 2021; Ронкин и др., 2012). Докембрийские террейны Урала вмещают разнотипную минерализацию: 1) железистые кварциты метасоматического генезиса, связанные с плагиогранитизацией (Нечеухин, Волчек, 2014), 2) редкометалльно-редкоземельные месторождения Немур-Юганского и Турупъинского рудных узлов, связанные с ними среднепалеозойскими (350 – 280 млн лет) коллизионными гранитоидами (Золоев и др., 2007), 3) пространственно ассоциирующие с ними молибден-вольфрамовые с золотом месторождения (Харбейское), по геологическому строению и составу весьма напоминающие золото-редкометалльные, 4) золото-медно-порфировые месторождения (Петропавловское) раннепалеозойских надсубдукционных магматических дуг (Викентьев и др., 2017; Золоев и др., 2007).

В отечественной литературе традиционно к тектонотипам срединных массивов относят Плато Колорадо (Радкевич, 1987; Чиков, 1978). Действительно, данная региональная структура соответствует критериям выделения последних. Плато Колорадо на севере, западе и юге граничит со складчато-надвиговыми структурами Кордильер и Скалистых гор (рисунок 6-6), а восточным его ограничением является рифт Рио-Гранде (Северная Америка..., 1980). Кристаллический фундамент структуры был консолидирован к концу палеопротерозоя (Karlstrom, Humphreys, 1998). Разломная тектоника плато Колорадо характеризуется преобладанием крутопадающих нарушений, в то время как границы с окружающими структурами представлены, главным образом, центриклинально ориентированными надвигами (Davis, Bump, 2009; Wilkins, Heidrick, 1995). С докембрийским металлогеническим этапом связаны железистые кварциты и локально развитые среди раннепротерозойских зеленокаменных комплексов колчеданные проявления (Titley, Zurcher, 2008); наиболее значимая минерализация связана с раннекайнозойским рудогенезом, сформировавшим крупные и гигантские молибден-порфировые (Клаймакс, Хендerson), медно-молибден-порфировые (Майами, Моренси, Дос-Побрес) и эпимермальные золото-серебряные (Крипл-Крик) рудные системы, часто тесно ассоциирующие со щелочными магматическими комплексами (Jensen, Barton 2007). Их пространственное положение отчетливо контролируется долгоживущими сквозными разломами северо-восточного простирания (Фаворская, Томсон, 1974; Kelley, Ludington, 2002). Автор имел возможность ознакомиться с геологическим строением гигантского (запасы меди превышают 20 млн. тонн) медно-молибден-порфирового месторождения Моренси, расположенного в штате Аризона (США), на западном фланге плато Колорадо. Гигантский (размеры в плане превышают 5×5 км) сульфидно-серицит-кварцевый штокверк с бедным (средние содержания Cu 0,1 – 0,3 %, Mo 0,01 – 0,02 %) оруденением тесно ассоциирует с богатыми (5 – 15 % Cu) скарнами. Они локализованы в пределах интрузивно-купольной структуры эоценового возраста. Данная

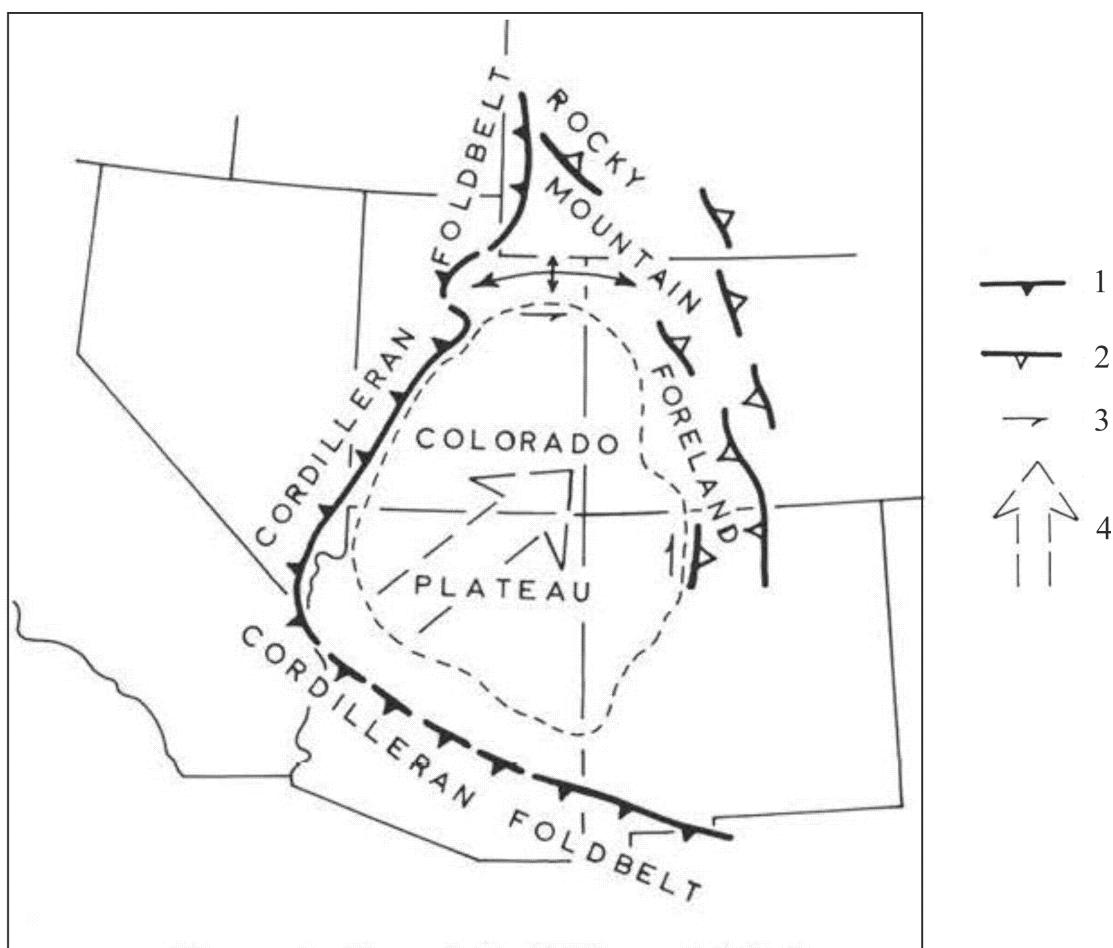


Рисунок 6-6. Тектоническая схема Плато Колорадо и его обрамления (Woodward, 1986): 1 – надвиги, связанные с формированием Кордильерского складчатого пояса; 2 – надвиги и взбросы форланда Скалистых гор; 3 – направления перемещения Плато Колорадо; 4 – вектор роста зрелости литосфера Плато Колорадо

структурой имеет диаметр около 20 км и приурочена к пересечению разломов северо-восточного и северо-западного простирания. Очертания структуры подчеркиваются разломами и выходами субвулканических тел монцонит-порфиров и гранит-порфиров, и ареалами вулканитов (рис. 6-7). Сопровождавшее формирование интрузивно-купольной структуры поднятие обусловило формирование эрозионного окна, в котором породы докембрийского цоколя обнажены среди перекрывающего палеозойско-мезозойского чехла. Четко проявлена вертикальная зональность – на глубине около 1000 м от поверхности филлизиты и пирит-серийт-кварцевые прожилки с халькопиритом сменяются хлорит-калишпат-кварцевыми с тонкозернистым молибденитом и объемными калишпатовыми изменениями.

Другим характерным примером является Чешский массив. Здесь «триада» признаков срединного массива (двухярусное строение, блоковый тип деформаций чехла расположение внутри орогенных поясов) сочетается с высокой насыщенностью минерализацией (Казаков и др., 1981; Радкевич, 1987).



Рисунок 6-7. Схема геологического строения месторождения Моренси (по Ferguson et al., 2000, с упрощениями): 1 – докембрейские гранитоиды; 2 – карбонатно-терригенные породы палеозоя-мезозоя; 3 – монцонит-порфиры; 4 – эоценовые гранит-порфиры; 5 – миоценовые гранит-порфиры; 6 – эксплозивные брекчии; 7 – разломы; 8 – метасоматиты (р – пропилиты, sk – скарны, KSP – калишпатизация); 9 – обобщенный контур ореола филлизитов, вмещающих рудоносный штокверк; 10 – контур карьера

Различия тектоники и металлогении кратонных террейнов и, собственно, кратонов достаточно хорошо охарактеризованы в литературе (Радкевич, 1987; Старостин, 2014; De Wit, Thiart, 2005), однако для целей настоящего исследования будет полезно показать наиболее важные из них. Сделаем это на примере Канадского щита, а именно того его фрагмента, который

именуется кратоном Слейв (Slave; рисунок 6-8, 6-9). Автор занимался изучением его рудоносности (Глухов, 2020). Кратон представляет собой сохранившийся крупный фрагмент континентальной коры, включающий гранито-гнейсовый фундамент и перекрывающие супракrustальные образования (Bleeker, Hall, 2007). Структурный план архейского фундамента кратона, выходы которого сосредоточены, главным образом, в пределах золоторудного района Йеллоунайф, определяется зеленокаменными поясами субмеридионального простирания, выполненными метавулканитами и железистыми метапелитами, разделяющими их терригенно-сланцевыми поясами. Стратифицированные образования прорываются гранитоидами островодужной и коллизионной природы и рассечены кливажом и зонами рассланцевания и смятия различной ориентировки. Структурами более низкого порядка являются складки различных рангов, ориентировка шарниров которых конформна простиранию зонами рассланцевания и смятия. Метаморфизм архейских пород относится к фации высоких температур и низких давлений (от биотитовой до силлиманитовой ступеней) и проявлен зонально относительно гранитов. Многочисленны дайки сподуменовых пегматитов, ареал их развития совпадает с изоградой кордиерита.

Минерагению кратона Слэйв определяют, прежде всего, золоторудные месторождения, которые принадлежат к золото-кварцевой и золото-редкометалльной формациям. Первые наиболее многочисленны; среди них известны крупные (Дисковери, Камларен) и гигантские Джайент, Кон) по запасам объекты. Вторые менее распространены и характеризуются (намного меньшими масштабами. Пространственно они ассоциируют с вольфрамоносными кварцевыми жилами и редкометалльными пегматитами. Формирование золотых руд провинции Слейв происходила на завершающем, аккреционном, этапе ее тектоно-магматического развития: U-Pb возраст коллизионных гранитов составляет 2,58 – 2,59 млрд. лет (Colvine et al., 1988; Davis, Bleeker, 1999), Re-Os возраст пирита из золотоносных кварцевых жил месторождения Кон - 2,59 млрд. лет (Кулешевич, 2012; Ootes et. al., 2011). Немногочисленные колчеданные Pb-Zn месторождения (Санрайз, Лен) приурочены к тем же зеленокаменным поясам, что и золото-кварцевые месторождения. Многочисленные серебро-урановые месторождения «пятиэлементной» формации (Сидоров, 1998), приуроченные к контакту архейского фундамента и протерозойского чехла (Индор, Рейрок). В южной части, на берегу Большого Невольничего озера располагается гигантское редкометалльно-редкоземельное месторождение Нечалаочо (Timofeev, 2015), вмешаемое расслоенным пироксенит-габбро-сиенит-щелочногранитным массивом и ранее описанное в отечественной литературе под названием Тор-Лейк (Нетрадиционные..., 1991). Подобно другим древним платформам, на кратоне Слэйв располагаются крупные алмазные месторождения кимберлитового типа (Экати, Дайавик, Снеп-Лейк).

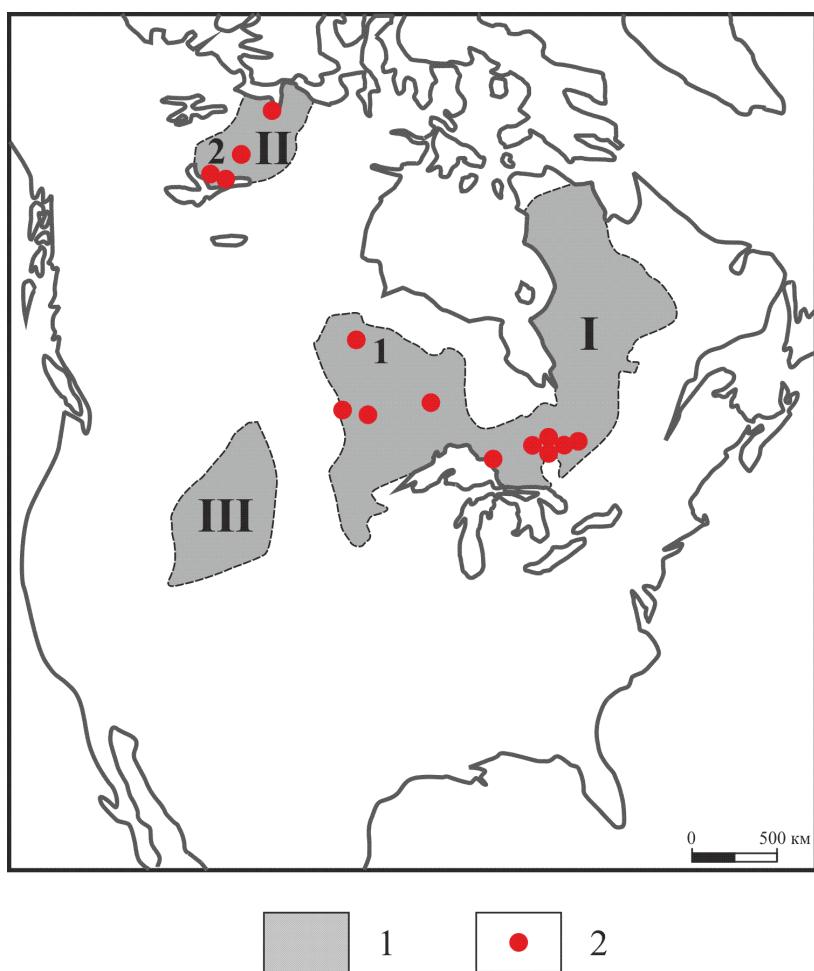


Рисунок 6-8. Схема расположения архейских провинций Северной Америки (Percival, 2007, с упрощениями): 1 – архейские провинции (I – Сьюпериор, II – Слейв, III – Вайоминг); 2 – архейские золоторудные месторождения Монумент-Бей (1), Томсон-Лундмарк (2)

Следует упомянуть, что условно докембрийская золотая минерализация, которую на рудопроявлении Нодди отмечает М. И. Фомина (2013), существенно отличается от большинства известных архейских месторождений обоих типов составом самородного золота (пробность 650 – 700 %, примесь меди) и отсутствием в рудах арсенопирита и пирротина.

Кратко рассмотрим другой срединный массив Северо-Востока – Охотский. Традиционно он считается фрагментом Сибирского кратона (Гринберг, 1968; Чиков, 1978; Шульдинер, 1982), который был отделен в протерозойскую эпоху. Это подтверждается и геофизическими данными (Петрищевский, 2015). Однако есть и альтернативная точка зрения (Смелов, 2003), в соответствии с которой Охотский и Омолонский массив в допозднепротерозойское время был частью Сино-Корейского кратона. Полученные в последние годы изотопно-геохронологические данные позволили В. К. Кузьмину с коллегами (2017, 2018) предположить существование палеоархейского Омолоно-Охотского кратона. Тектоническое строение Охотского массива в общих чертах близко Омолонскому. Гнейсы, амфиболиты и гнейсо-граниты архейского кристаллического фундамента (Авченко, 1977; Гринберг, 1968) с U-Pb возрастом 3,3–1,8 млрд.

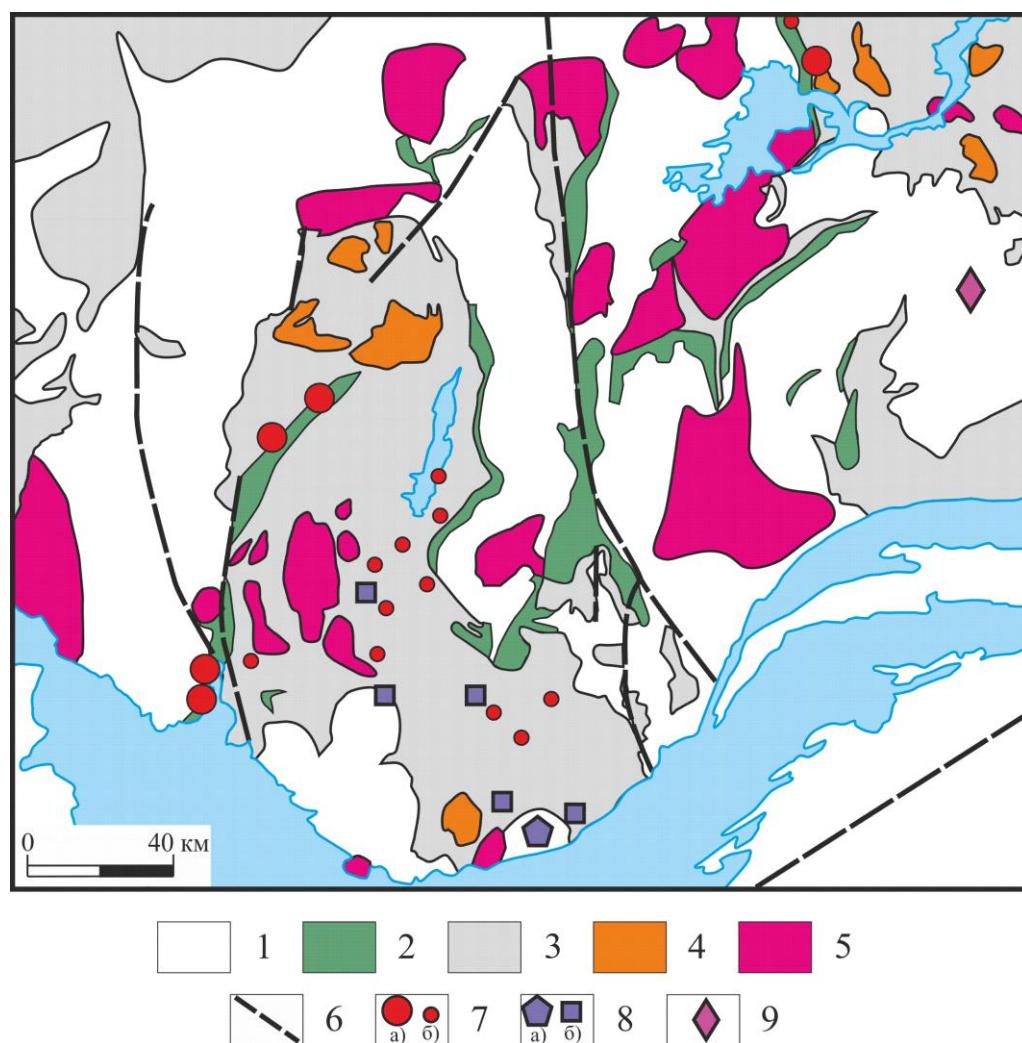


Рисунок 6-9. Геологическая схема рудного района Йеллоунайф (Stokes et al., 1990, с изменениями и дополнениями): 1 – гранулиты, гнейсы, тоналиты; 2 – зеленокаменные пояса; 3 – парасланцевые пояса; 4 – гранитоиды I – типа; 5 – граниты S-типа; 6 – разломы; 7 – золоторудные месторождения с запасами >10 т (а), <10 т (б); 8 – Та-Nb-Вe-РЗЭ месторождения, связанные с габбро-сиенит-щелочногранитными комплексами (а), пегматитами (б); 9 – алмазные месторождения

лет (Кузьмин и др., 2009) несогласно перекрываются рифейско-палеозойскими прибрежно-морскими терригенно-карбонатными и триасово-юрскими континентальными отложениями чехла (Чиков, 1970). Кроющие образования представлены двумя разновозрастными надсубдукционными вулкано-плутоническими поясами: позднедевонским и меловым (ОЧВП). Позднедевонский пояс сложен андезитами, риолитами и гранитоидами с U-Pb возрастом 375 млн лет (Прокопьев и др., 2003); Вулканиты Западно-Охотского сегмента и Куйдусунского прогиба ОЧВП представлены игнимбритами риолитов с прослойями андезитов емаринской (U-Pb возраст 101 – 100 млн. лет, Акинин, Миллер, 2011) и амкинской (94 – 80 млн лет) свит. Отличием Охотского массива является несколько большая дислоцированность чехла, которая, однако, не выходит за пределы блоковой, с субвертикальными разломами (Вельдяков и др., 1970). По набору рудных формаций Охотский массив (Сурмилова, Корольков, 1999) также весьма близок

Омolonскому. С гнейсами и гнейсо-гранитами кристаллического фундамента связаны проявления железистых кварцитов и редкометалльных пегматитов (Дальсичанское). К контактам меловых гранитоидных массивов с рифейскими известняками приурочены железорудные скарны (Будуди). Весьма широко распространены рудопроявления медно-молибден-порфировой формации (Моренное, Хетанинское) и скарны с Mo-W оруденением (Анмандыкан, Сибеганскоe), приуроченные к позднемеловым гранитоидам ОЧВП (Захаров, Зуев, 1988). Так же, как и на Омлонском массиве, важнейшей в экономическом отношении рудной формацией Охотского является золото-серебряная. Почти все запасы и ресурсы золота и серебра сосредоточены в месторождениях, связанных с ОЧВП, среди которых есть крупные (Хаканджинское).

В качестве другого аналога Омлонского террейна на Северо-Востоке Азии, с определенными допущениями, можно рассматривать Центрально-Алданский супетеррейн (ЦАСТ) Алданского щита, составные части которого (Нимнырский и Сутамский террейны) сложены гранулитами и гнейсами с абсолютными возрастами по U-Pb датировкам 3,57 – 2,14 млрд. лет (Тектоника..., 2001). Размеры террейнов ЦАСТ ($100 - 150 \times 200 - 250$ км) близки к Омлонскому массиву. В строении Центрально-Алданского супетерреяна (рисунки 6-10, 6-11) выделяются архейско-раннепротерозойский кристаллический фундамент, рифейско-нижнепалеозойский чехол и мезозойский орогенный комплекс (Максимов, Угрюмов, 1966). Строение докембрийского фундамента характеризуется широким развитием гранито-гнейсовых куполов, ядра которых сложены ортогнейсами, чарнокитами и амфиболитами, а крылья – парагнейсами, кальцифирами и кварцитами (Тектоника..., 2001). Широко развиты проявления гранитизации, с которыми связаны мигматиты и железистые кварциты. Завершение сложной тектоно-метаморфической эволюции и консолидация фундамента ЦАСТ приходится на раннепротерозойское время (Котов и др., 2002). Отложения чехла имеют незначительную мощность (до 700 м) и представлены субгоризонтально залегающими известняками и доломитами. Щелочные вулканиты, а также красноцветные конгломераты, гравелиты, арковые песчаники и алевролиты орогенного комплекса, выполняют серию наложенных впадин, сформированных при мезозойской тектоно-магматической активизации (Кичигин, 1979). С ними тесно ассоциируют щелочные интрузии алданского комплекса (Билибина и др., 1976; Кукушкин и др., 2015), образующие широкий по кремнекислотности спектр пород – от ультраосновных (перидотиты, пикриты, карбонатиты) до кислых (кварцевые сиениты, гранит-порфиры). Разломы представлены главным образом взбросами, сбросами и сдвигами (Goshko et. al., 2014); наиболее крупные из них (Русский, Эльконский) имеют мантийное заложение и северо-западное простижение (Шевченко и др., 2011) и контролируют размещение интрузий ультраосновного и щелочного состава, а также ассоциирующей с ними рудной минерализации (Хомич, Борискина, 2009). Локально развитые слоевые срывы на контакте кристаллического фундамента и

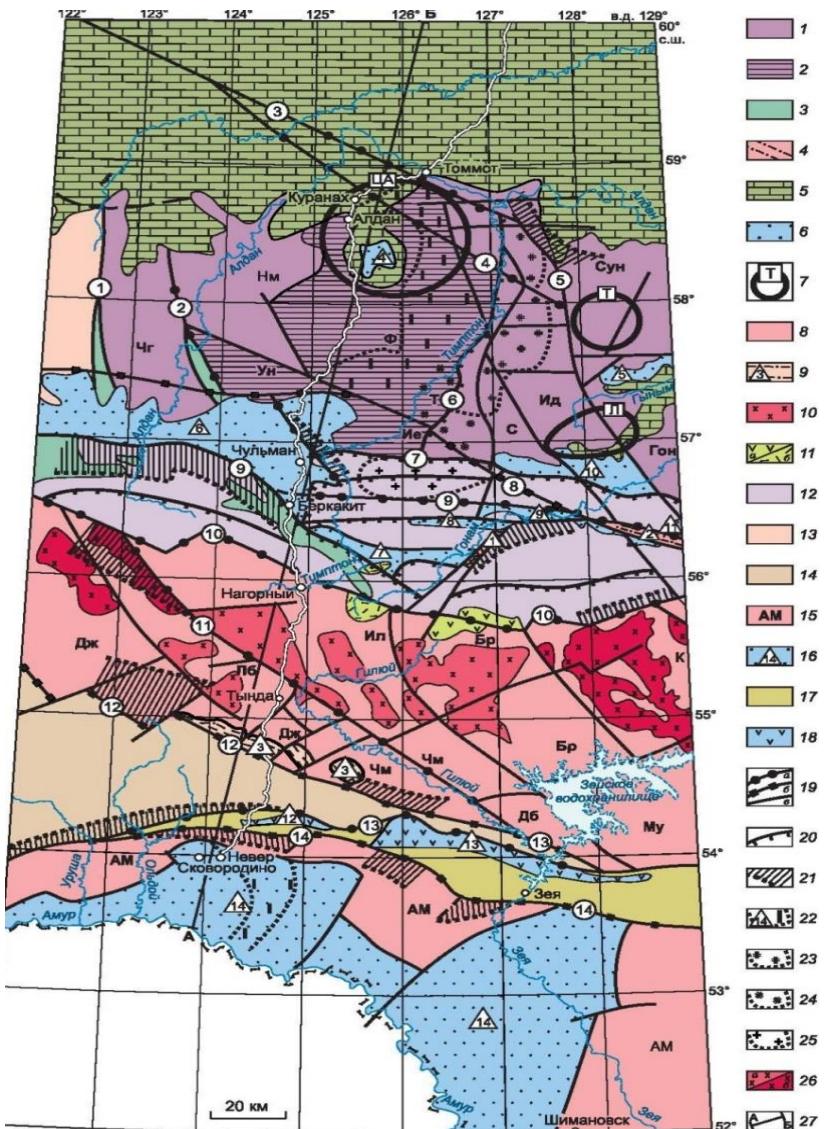


Рисунок 6-10. Схема тектонического районирования зоны сочленения Центрально-Азиатского складчатого пояса и Северо-Азиатского кратона (Шевченко и др., 2011)

Сибирская платформа. Алданской гранулит-гнейсовая область: 1 — раннеархейские блоки (алданиды): Гон — Гонамский, Ид — Иджекский, Т — Тимптонский, С — Сеймский, Ие — Иенгрский, Нм — Нимырский, Чг — Чугинский, 2 — позднеархейские блоки, грабен-синклинальные структуры: Сун — Суннагинский, Ун — Унгринский грабен, Ф — Федоровский прогиб; 3 — зелено-каменные пояса; 4 — нижнепротерозойские грабены и прогибы — фрагменты Поярковского авлакогена (цифры 1, 2 в треугольниках): 1 — Атутей-Нумайский, 2 — Давангра-Хутдинский; 5 — венд-кембрийский платформенный чехол; 6 — Южно-Алданская система мезозойских континентальных утленосных впадин и грабенов (цифры 4—11 в треугольниках): 4 — Куранахская, 5 — Верхнегынанская, 6 — Чульманская, 7 — Токариканская, 8 — Гувилгринская, 9 — Гонамо-Нумайская, 10 — Ытымкинская, 11 — Токинская; 7 — Магматолиговые структуры центрального типа с ареалами субшелочных и щелочных пород различного состава: ЦА — Центрально-Алданская, Т — Тыркандинская, Л — Ломамская; Становая гранит-зеленокаменная область: 8 — блоки раннеархейские: Бр — Брянтинский, Лб — Ларбинский; блоки позднеархейские: Дж — Джелтулакский, Ил — Иликанский, К — Куприянский, Чм — Чимчанский; 9 — Джелтулакский рифтогенный прогиб (цифра 3 в треугольнике); 10 — гранитоиды Станового позднемезозойского коллизионного вулканооплутонического пояса; 11 — центры позднемезозойского вулканизма: а — среднего, б — кислого составов; 12 — Пристановая складчато-надвиговая зона; 13 — Олекминская гранит-зеленокаменная область. Центрально-Азиатский тектонический пояс: 14 — Селenga-Становской каледонский орогеный пояс; 15 — Аргуну-Мамынский микроконтинент, 16 — Ушумунский мезозойский мектонный молассовый прогиб (цифра 14 в треугольнике); Монголо-Охотский позднепалеозойско-раннемезозойский орогеный пояс: 17 — палеозойские метаморфизованные осадочно-вулканогенные отложения; 18 — позднемезозойские наложенные молассоидные впадины (цифры 12, 13 в треугольниках); 12 — Стрелкинская, 13 — Малотынданская; 19 — крупные глубинные разломы (цифры в кружках): а — мантийные, б — нижнекорровые, в — верхнекорровые: 1 — Амгинский, 2 — Олонгринский, 3 — Русский, 4 — Эльконский, 5 — Тыркандинский, 6 — Тимптонский, 7 — Гонамский, 8 — Ханский, 9 — Южно-Якутский, 10 — Становой, 11 — Гипнойский, 12 — Джелтулакский, 13 — Северо-Тукурингрский, 14 — Южно-Тукурингрский; 20 — участки разломных систем с надвиговой составляющей; элементы глубинного строения: 21 — проекция на земную поверхность осевых частей разломов и поверхности смещения блоков земной коры; 22 — области максимального погружения: Ф — образований Федоровского прогиба (AR_2 , глубины 6—8 км), 14 — фундамента Верхнеамурского прогиба (T_1-J_3 , глубины 3—4 км); 23 — область максимальной мощности глиноzemистых гнейсов (AR_1 , нижняя часть тимптонской серии глубины до 7 км); 24 — области максимальной насыщенности пород тимптонской серии телами лейкоратовых гранитов (AR_1 , глубины до 7 км); 25 — область максимального погружения нижней границы распространения архейских гранитоидов (AR_1 , глубины 4—8 км); 26 — мезозойские гранитоиды Становой гранит-зеленокаменной области: а — маломощные, до глубины 4 км, б — с корневыми частями, до глубины 7—8 км; 27 — линия геологического разреза А—Б.

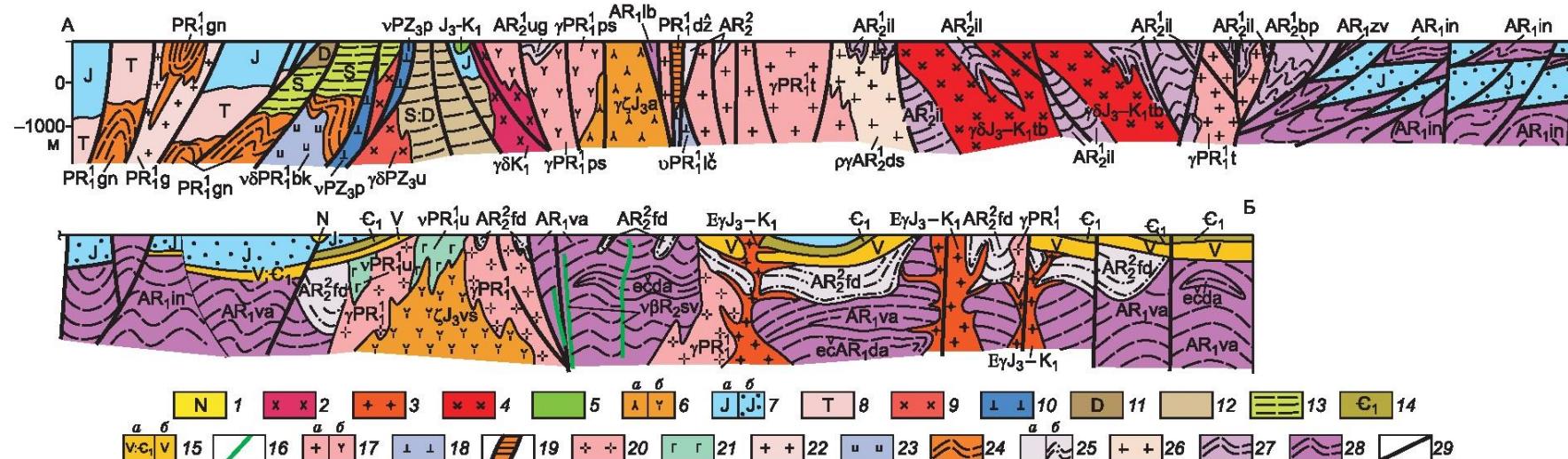


Рисунок 6-11. Геологический разрез по профилю 2-ДВ через зону сочленения Центрально-Азиатского складчатого пояса и Северо-Азиатского кратона (Шевченко и др., 2011):

1 — аллювиальные пески, супеси, суглинки, галечники; 2 — верхнеамурский комплекс ($\gamma\delta K_1$): гранодиориты, граниты, гранит-порфиры, диориты, кварцевые диориты; 3 — щелочные граниты и сиениты, кварцевые сиениты и мокониты, субщелочные граниты, сиениты, метасоматиты алданского, лебединского, эльконского комплексов ($E\gamma J_3-K_1$); 4 — тындинско-бакаранский комплекс ($\gamma\delta J_3-K_{1tb}$): гранодиориты, граниты, монцониты, диориты, сиениты; 5 — стрелкинская свита: конгломераты, песчаники, гравелиты, алевролиты, аргиллиты, седиментационные брекции, туфиты, линзы углей; 6 — а — амуджиканский комплекс ($\gamma\delta J_3a$): граносиениты, гранодиориты, кварцевые сиениты, граниты; 6 — верхнеселигдарский комплекс (ζJ_3vs): сиенит-порфиры, сиениты, кварцевые сиениты, монцонит-порфиры; 7 — а — юрские отложения Верхнеамурского прогиба: песчаники, алевролиты, часто известковистые, прослои аргиллитов, конгломераты, прослои и линзы туфов риолитов, пепловых туфов, линзы каменных углей; 8 — токо-чульманская серия: песчаники, алевролиты, аргиллиты, каменные угли, конгломераты; 8 — ульдугичинская свита: алевролиты и песчаники иногда известковистые, прослои конгломератобрекций и конгломератов; 9 — ундинский комплекс ($\gamma\delta PZ_3u$): граниты и гранодиориты; 10 — пиканский комплекс (vPZ_3p): габбро, пироксениты, перидотиты, дуниты; 11 — большеверская и имачинская свиты: песчаники и алевролиты известковистые, туфоалевролиты, известняки, сланцы, прослои мергелей, аргиллитов, туфитов, гравелитов, кварцитов, конгломератов; 12 — янканская серия: метапесчаники, метаалевролиты, филлиты, сланцы зеленые, кварциты, известняки, железные руды; 13 — омутнинская свита: песчаники, кварциты, сланцы, алевролиты, гравелиты, конгломераты; 14 — пестроцветная и тумулурская свиты: пестроцветные известняки и доломиты, мергели; 15 — а — венд—нижний кембрий, нерасчлененные: доломиты и известняки глинистые, конгломераты; 6 — юдомская серия: доломиты, внизу песчаники и конгломераты; 16 — сиваглинский комплекс ($v\beta PZ_2sv$): дайки габбро-долеритов, долеритов, габбро; 17 — а — тукурингский комплекс (vPR^1_1t): граниты, гранодиориты, лейкограниты, кварцевые диориты и сиениты; 6 — позднестановой комплекс (γPR^1_1ps): субщелочные граниты, кварцевые сиениты, гранодиориты, монцониты, сиениты, диориты; 18 — лучанский комплекс ($vPR^1_1\delta$): габбронориты, нориты, троктолиты, редко дуниты, перидотиты; 19 — джелтулакская серия ($PR^1_1d\delta$): метапесчаники, метаалевролиты, метааргиллиты, сланцы слюдянные, мраморы, линзы метаконгломератов, метабазальты, метапорфиры; 20 — каменковский комплекс (vPR^1_1): лейкограниты, граниты, граносиениты, плагиограниты, гранитогнейсы; 21 — унгинский комплекс (vPR^1_1u): лейкогаббро, монцогаббро, диориты, долериты метаморфизованные; 22 — гонжинский комплекс (vPR^1_1g): граниты, гранодиориты, плагиограниты, часто гнейсовидные; 23 — бекетский комплекс ($v\delta PR^1_1bk$): метаморфизованные перидотиты, пироксениты, габбро; 24 — гонжинская серия (PR^1_1gn): гнейсы и кристаллосланцы роговообманковые, биотит-роговообманковые, амфиболиты; 25 — а — чимчанская свита, одолингская серия (AR^2_2): гнейсы и сланцы биотитовые, амфибол-биотитовые, двуслюдянные, мраморы; 6 — федоровская серия (AR^2_2fd): сланцы и гнейсы пироксен-роговообманковые, роговообманковые, диопсидовые, мраморы, кварциты; тела гранитов и гранитогнейсов древнефедоровского комплекса; 26 — древнестановой комплекс ($r\gamma AR^2_2ds$): плагиограниты, граниты, гранодиориты, часто гнейсовидные; 27 — иликанская серия (AR^2_2il): гнейсы и кристаллосланцы роговообманковые, биотит-роговообманковые, гнейсы биотитовые, двуслюдянные, прослои амфиболитов, кварцитов, клинопироксен-роговообманковых плагиогнейсов; бурзалинская толща (AR^2_2bp): гнейсы и сланцы биотит-роговообманковые, биотитовые, амфиболиты, кварциты, мраморы; джелтулинская серия (AR^2_2dz): чагдинская серия (AR^2_2cd); 28 — ларинская серия (AR^1_1lb): гнейсы и кристаллосланцы амфибол-пироксеновые, пироксеновые, амфиболовые, гранат-пироксеновые, амфиболиты, кварциты; зверевская серия (AR^1_1zv): гнейсы гранат-биотитовые, биотитовые; кристаллосланцы и гнейсы пироксеновые, роговообманковые, амфиболиты, кварцит; иенгрская серия (AR^1_1in): плагиосланцы биотит-роговообманковые, двупироксен-роговообманковые, биотит-типерстеновые, двупироксеновые; гнейсы гранатовые, силлиманит-кордierит-гранат-биотитовые, кварциты; верхнеалданская серия (AR^1_1ya): биотит-типерстеновые, гранат-биотитовые; сланцы клинопироксен-роговообманковые, биотит-гранат-кордierитовые, амфибол-пироксеновые, линзы кварцитов; тела эндербитов и чарнокитов древнеалданского комплекса ($e\gamma AR^1_1da$); 29 — разрывные нарушения.

карбонатного чехла представлены зонами дробления и смятия (Кочетков, 2006б) и приурочены к ареалам развития образований орогенного комплекса.

В металлогеническом развитии ЦАСТ четко выделяются два этапа: раннедокембрийский и позднемезозойский (138 – 130 млн лет, Пономарчук и др., 2015). В архейско-раннепротерозойскую эпоху сформировались месторождения железистых кварцитов (Олимпийское), пьезокварца (Перекатное) и карбонатиты с апатит-редкоземельной минерализацией (Селигдар). Наиболее важное в экономическом значении золотое оруденение было образовано на позднемезозойском тектоно-магматическом этапе (Бойцов и др., 2010). Крупные и известные месторождения золота ЦАСТ тесно ассоциируют с щелочными интрузиями алданского комплекса и отличаются значительным своеобразием состава руд (Игумнова и др., 1981), однако их рудноинформационная типизация достаточно однозначна (Бойцов, 2006; Дворник, 2009; Добровольская и др., 2016; Кочетков, 2006а, 2006б; Леонтьев, 2014): они образуют ряд от золотоносных медно-порфировых штокверков (Рябиновое, Лебединское), связанных с порфировыми интрузиями золотогосных скарнов (Лебединское, Самолазовское) до эпiterмального золото-серебряного (Куранахское, Подголечное). Участие субдукционных процессов в позднемезозойской тектоно-магматической активизации Алданского щита описывается моделью глубинной дегидратации океанического слэба в тылу Азиатско-Тихоокеанской зоны конвергенции литосферных плит (Хомич, Борискина, 2016). Спецификой металлогении ЦАСТ является золото-молибден-урановое оруденение «эльконского» типа (Элькон, Лунное; Горошко и др., 2006), не имеющее аналогов в мире. Однако близость состава их руд к эпiterмальным и порфировым объектам и очевидная связь с интрузиями алданского комплекса позволяют предположить, что руды эльконского типа представляют собой результат наложения золото-медно-порфировой минерализации на ураноносные зоны калиевого метасоматоза, приуроченные к долгоживущим разломам мантийного заложения. Наличие позднемезозойских месторождений золота, урана, молибдена, металлов платиновой группы являются главными минерагеническими особенностями Алданского щита, отличающими его от других докембрийских кратонов (Хомич, Борискина, 2016). Спецификой состава руд месторождений всех типов является широкое развитие минералов Te, а также флюорита, и изотопный состав сульфидной серы (Кочетков, 2006а). Так, руды «эльконского» и «рябиновского» типов характеризуются дефицитом изотопа $d^{34}S$ (от –11 до –12,6 ‰). Сульфидная сера «лебединского» типа близка метеоритному стандарту; «куранахские» руды отличаются экстремально «тяжелой» серой (+12,6 – +29,9 ‰), что может отражать контроль рудных тел зонами пологих межформационных слоевых срывов, разделяющих кристаллический фундамент и чехол, по которым в период рудообразования происходила интенсивная циркуляция метеорных вод.

Аналогии между Центрально-Алданским супертеррейном и Омolonским массивов могут быть объяснены как тесной вовлеченностью этих древних кристаллических структур в тектоно-магматические процессы, связанные с формированием орогенных (Монголо-Охотского и Верхояно-Чукотского) и наложенных вулканогенных (Станового, Охотско-Чукотского, Олойского и Кедонского) поясов, так и общими чертами их тектоники, магматизма и металлогении. Они сводятся к трехуровневому («фундамент-чехол-орогенный комплекс») строению, гранулитовому составу и нуклеарной (гранито-gneйсовые купола) структуре кристаллического фундамента, развитию щелочного магматизма (докембрийские и мезозойские карбонатиты и мезозойские щелочные интрузии ЦАСТ, щелочные сиениты и габброиды Омлонского массива), глубинному заложению крутопадающих региональных разломов, широкому развитию кроющих надсубдукционных вулкано-плутонических комплексов. Сходство проявлено и в составе порфировых и эпимеральных месторождений, руды которых содержат флюорит и теллуриды, что может отражать глубинный источник вещества при незначительном его поступлении из вмещающих комплексов. Различия, прежде всего, определяются различными масштабами структур и их тектонической позицией. Алданский щит на протяжении всей постархейской истории геологического развития оставался целостной стабильной структурой, несмотря на активные тектоно-магматические процессы на смежных окраинах Северо-Азиатского кратона, которые его в той или иной степени затрагивали. На параллели между ЦАСТ и Плато Колорадо указывалось ранее (А.Я. Кочетков и др., 1988). Омлонский массив был напрямую вовлечен во все аккреционно-коллизионные и рифтогенные процессы на восточной окраине кратона, будучи их «объектом». Это привело к тому, что первичная структура докембрийского фундамента была существенно нарушена и, в результате, исходный «геохимический облик» массива был контаминирован наложенными процессами, что выразилось в составе и магматических ассоциаций и руд.

Таким образом, металлогения кратонных террейнов и, собственно, кратонов существенно различаются. Причины этих различий наиболее логично объяснять именно относительно меньшей зрелостью литосферы срединных массивов. К примеру, на Омлонском и Охотском кратонных террейнах редкометалльные пегматиты и щелочные вулкано-плутонические ассоциации, хотя и известны (Джелты, Джигдали), но мало распространены, а щелочные граниты и карбонатиты отсутствуют, как и, к примеру такая специфическая именно для активизированных кратонов рудная формация, как «пятиэлементная» (Ag-Bi-Co-Ni-U). Что касается докембрийских золото-кварцевой и колчеданно-полиметаллической минерализации, то вопрос их наличия или отсутствия на кратонных террейнах напрямую связан с проблемой существования в их пределах зеленокаменных поясов.

Как мы уже упоминали выше, В. М. Шевченко отстаивала точку зрения о том в раннем докембрии Омolonского массива выделяются гранулитовая инфраструктура, гранито-гнейсовые купола и зеленокаменные пояса (2006). С ней дискутировали М. Л. Гельман (комментарии к работе В. М. Шевченко, приведенные в той же книге), а также И. Л. Жуланова с коллегами (2014). Выше мы упоминали отличия предположительно докембрийской золотой минерализации Омolonского массива от архейского золото-кварцевого и золото-редкометельного оруденения. Колчеданное оруденение в метабазитах батикского и правобургалийского комплексов, отнесенных В. М. Шевченко к образованиям зеленокаменных поясов (2006) с одной стороны, может маскироваться широко развитой палеозой-мезозойской полиметаллической минерализацией, а с другой, при достаточно высокой степени геологической изученности южной части Омolonского массива и достаточно локальных ареалах развития упомянутых комплексов, вероятность пропуска подобных объектов достаточно низка. Таким образом, мы приходим к своего рода решению «обратной металлогенической задачи» - использованию индикаторных рудных образований для уточнения геотектонической типизации региональных структур. С данных позиций принципиальные различия рудной специализации не позволяют считать кратонные террейны (в данном случае Омolonский и Охотский) фрагментами кратонов (в данном случае Северо-Азиатского).

Следует отметить, что в структуре современных пассивных окраин микроконтиненты (кратонные террейны) занимают обособленное положение, слагая подводные поднятия и плато (Пущаровский, 2013; Хайн, 2001). Причем, как отмечает Ю. М. Пущаровский (2013), отчетливая структурная обособленность от континентальной тектоники (наличие линейного глубоководного прогиба между поднятием и собственно материком) позволяет уверенно отделять такие микроконтиненты от материковых выступов – краевых погруженных частей кратонов. Подобная структурная позиция микроконтинентов означает, что связанные с рифтогенными процессами на пассивных окраинах магматизм (базитовый и щелочнобазитовый) и рудогенез (стратиформная элизионно-диагенетическая минерализация) своими дистальными частями будут затрагивать и их окраинные части. Это мы и наблюдаем на Омolonском массиве, где в весьма редуцированном виде присутствуют гематитовые песчаники и стратиформное полиметаллическое оруденение.

6.3. Сравнение рудной продуктивности Омolonского и Приколымского террейнов

Как уже отмечалось выше, Омolonский и Приколымский террейны существенно различаются набором рудных формаций и структурно-морфологических типов оруденения. Для Приколымья типичны пологие рудовмещающие структуры и стратиформное оруденение; на Омolonском массиве наоборот, развиты исключительно кругопадающие структуры

значительной вертикальной протяженности, а стратиформное оруденение редуцировано. Так как главным полезным компонентом, определяющим металлогению обеих структур, является золото, попытаемся проследить, каким образом отмеченные различия выразились в характере его эндо- и экзогенных концентраций.

Рассматриваемые террейны характеризуются неодинаковой, и в целом, неравномерной геологической изученностью, а их месторождения – разведенностью и промышленной освоенностью. Для учета этого обстоятельства в пределах каждого из них выделен ключевой район, где в течение многих десятилетий были сосредоточены основные объемы геологоразведочных и горно-эксплуатационных работ. Такие *геолого-экономические* районы в данном случае соответствуют *металлогеническому* таксону рудного района (Рудные узлы..., 2001; Плющев и др., 2012, 2016). На Приколымье это Шаманихо-Столбовской рудно-rossыпной район, где сосредоточены все разведанные золоторудные месторождения и россыпи, а на Омолонском массиве – Южно-Омолонский рудно-rossыпной район, объединяющий Биркачанский, Амандыканский и Закоронный узлы. Он включает, помимо россыпей, крупные золото-серебряные месторождения Кубака и Биркачан. Главным профильным полезным ископаемым обоих рудных районов является золото; серебро также извлекается из руд Кубаки и Биркачана, но в геохимическом (с учетом кларкового номирования по Рудные узлы..., 2001) и стоимостном эквиваленте его роль ничтожна. Именно эти районы мы будем использовать для сопоставления.

В таблице 6-8 приведено сравнение количественных параметров золотоносности для каждого из террейнов в целом, а также для ключевых районов. В его основу положено количество добывого металла, разведанные запасы и прогнозные ресурсы категории P_1 . Анализ этих цифр показывает следующее. Общая золотоносность Омолонского массива почти в четыре раза выше, чем Приколымского поднятия; в структуре его золотоносности абсолютно преобладают рудные месторождения (на Приколымье – россыпные). По количественным параметрам (количество рудно-rossыпных узлов, их площадь) Омолонский массив в несколько раз превосходит Приколымье. В то же самое время удельная продуктивность россыпей Приколымского поднятия (количество металла одну россыпь и на единицу площади россыпных узлов) более чем вдвое выше, а все они сосредоточены в четырех пространственно сближенных россыпных узлах. Еще более информативным является сопоставление рудно-rossыпных районов. Суммарные запасы рудного золота Южно-Омолонского района в 11 раз превышают Шаманихо-Столбовской, а россыпного – в 17 раз уступают ему. Картина дополняет прогнозная оценка металлогенического потенциала этих террейнов (таблица 6-9), выполненная специалистами ВСЕГЕИ под руководством Е. В. Плющева (Рудные узлы..., 2001; Плющев и др., 2012).

Таблица 6-8. Количественные характеристики золотоносности Омлонского и Приколымского террейнов

Параметры	Террейн	
	ОМ	ПК
Количество разведанных и оцененных месторождений:		
рудных	5	4
россыпных	96	45
Суммарные запасы*, т		
рудные**	187	16
россыпные***	50	53
В том числе рудные районы		
Южно-Омлонский****		Шаманихо-Столбовской
Количество разведанных и оцененных месторождений:		
рудных	3	4
россыпных	10	42
Суммарные запасы*, т		
рудные**	177	16
россыпные***	3	54

*включают разведанные запасы, прогнозные ресурсы категории Р₁ и количество добывого металла

** по данным компании «Polymetal International Plc.» (Официальный сайт..., 2019)

***по данным М. Е. Городинского (2004г)

****включает Анмандыканский, Биркачанский и Закоронный рудно-россыпные узлы

Таблица 6-9. Прогнозный металлогенический потенциал Омлонского и Приколымского террейнов (Рудные узлы..., 2001)

Параметры	Террейн	
	Омлонский	Приколымский
Количество рудных и рудно-россыпных узлов	12	6
в том числе высокоперспективных	11	1
Металлогенический профиль (по степени промышленной значимости)	Au Ag Fe Mo Cu Pb Zn	Au Cu Pb Zn Fe
Сумма прогнозных ресурсов условного Au	2454	33

Как видно, прогнозные ресурсы Приколымья на два порядка уступают Омлонскому массиву. Полагаю, что приведенные цифры говорят сами за себя.

Попытаемся объяснить причины столь существенных различий. На первый взгляд, можно сделать вывод, что они заключаются в различных россыпебразующих способностях рудных формаций: золото-серебряной, определяющей металлогенический облик Омлонского массива, и золото-редкометалльной, преобладающей на Приколымском поднятии (Кузнецов и др., 2000). Однако, с одной стороны, на Приколымье золото-серебряное оруденение также присутствует и поставило в россыпи некоторое количество металла (Глухов и др., 2018; Прейс, Палымский, 1988). С другой – на Омлонском массиве умеренно-высокопробное золото, поступившее из золото-редкометалльных источников, также играет существенную роль в балансе металла всех рудно-россыпных узлов (Лушников, 1991; Показаньев и др., 1980), а для некоторых – преобладает (например, Джугаджакский узел).

Воспользуемся подходом к анализу россыпной золотоносности, разработанным В. П. Полевановым (1988аб, 1990). Данный исследователь рассматривал россыпные районы и провинции как самостоятельные металлогенические таксоны. Тектоническая структура интенсивно дислоцированных складчато-надвиговых поясов, характеризующаяся широким развитием складок и разрывов, способствовала формированию рассеянной золотой минерализации, благоприятной для россыпеобразования. Напротив, жесткие, консолидированные региональные структуры с немногочисленными крупными разломами являются благоприятными для концентрации эндогенного оруденения с образованием крупных коренных месторождений. В этом контексте Приколымское поднятие наследует общую для Яно-Колымской провинции специфику, который представляет собой золотороссыпную (выделено мною) провинцию в понимании В. П. Полеванова (1988б). Таким образом, Приколымье может рассматриваться как золотороссыпная, т.е. с экстенсивной золотой минерализацией металлогеническая зона, а Омолонский массив – золоторудная, т.е. с концентрированным оруденением.

* * *

Среди докембрийских перикратонных террейнов выделяются два различных типа. Первый представлен структурами чешуйчато-надвигового строения – окраинными поднятиями. В их дорифейском субстрате присутствуют офиолиты и эклогит-глаукофансланцевые комплексы; металлогения характеризуется широким развитием стратиформного оруденения и медно-никелевой минерализации в расслоенных базит-гипербазитовых комплексах. Как правило, террейны этого типа сохраняли определенную подвижность структуры на протяжении всего фанерозоя. К такому типу относится Приколымский террейн. Их антиподом являются жесткие блоки, кристаллический фундамент которых был консолидирован к началу рифея – срединные массивы. Их структура в основном сохранялась на всем протяжении геологической летописи. Минерализация в их пределах представлена, помимо докембрийских железистых кварцитов, исключительно жильно-прожилковым оруденением золото-серебряной и медно-молибден-порфировой формаций. Типичными представителями такого типа террейнов являются Омолонский и Охотский массивы.

Глава 7

ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ ПЕРИКРАТОННЫХ ТЕРРЕЙНОВ

Эволюция литосфера орогенных поясов происходит в направлении ее «континентализации», т.е., сиализации и разуплотнения (Металлогенические..., 1983; Летников, Казанский, 1991). От степени проявленности последних зависит металлогенический профиль структурно-вещественных комплексов. Изменения геодинамических обстановок активизируют процессы перераспределения и дифференциации корового вещества, включая металлы (Негруца, Негруца, 2007). Различия геодинамического режима обуславливают специфику рудогенеза докембрийских структур и придает рудной специализации их структурно-вещественных комплексов индикаторную роль. Примерами этого являются Омolonский и Приколымский террейны, особенности тектонической структуры, состава вещественных комплексов (рисунки 7-1, 7-2) и истории геологического развития которых обусловили существенные отличия рудовмещающих структур (рисунок 7-3).

Глубинное строение террейнов хорошо иллюстрируется гравиметрическими данными (таблица 7-1). До глубины 20 км Приколымское поднятие характеризуется намного большей плотностной неоднородностью нежели Омлонский массив. Особенно четкие различия наблюдаются на самом верхнем (10 км) срезе, где строение Приколымья определяют умеренно высокоплотные комплексы (нижнепротерозойская базит-гипербазитовая ассоциация). В контраст, Омлонский массив до глубины по крайней мере 40 км сложен низкоплотными гранитизированными архейскими комплексами (Кошкарев, 1991). Очень ценная информация о глубинном строении Омлонского массива была получена при сейсмических наблюдениях вдоль геофизического профиля 2-ДВ (рисунок 7-4; Кузнецов и др., 2010). Глубина залегания поверхности М под Омлонским массивом составляет 36 – 40 км (Сурков и др., 2007). На сейсмограммах четко выделяется горизонтально залегающий вулканогенно-осадочный чехол мощностью 2 – 8 км, кристаллический фундамент (Старосельцев и др., 2007), в том числе гранито-гнейсовые купола. Подавляющее большинство разломов корового заложения (т.е., не проникающих глубже гранито-гнейсового слоя) имеют крутое падение, что особенно контрастно на фоне окружающих Сугойской и Березовской складчатых зон чешуйчато-надвигового строения (Мигурский, 2007). Все рудные узлы располагаются вблизи участков сгущения крутопадающих глубинных разломов (Заможняя и др., 2007; Кузнецов и др., 2007; Старосельцев и др., 2007). По Приколымью данных сейсмической томографии нет, однако имеющиеся геофизические данные (рисунок 7-5) дают также основание трактовать его как относительно

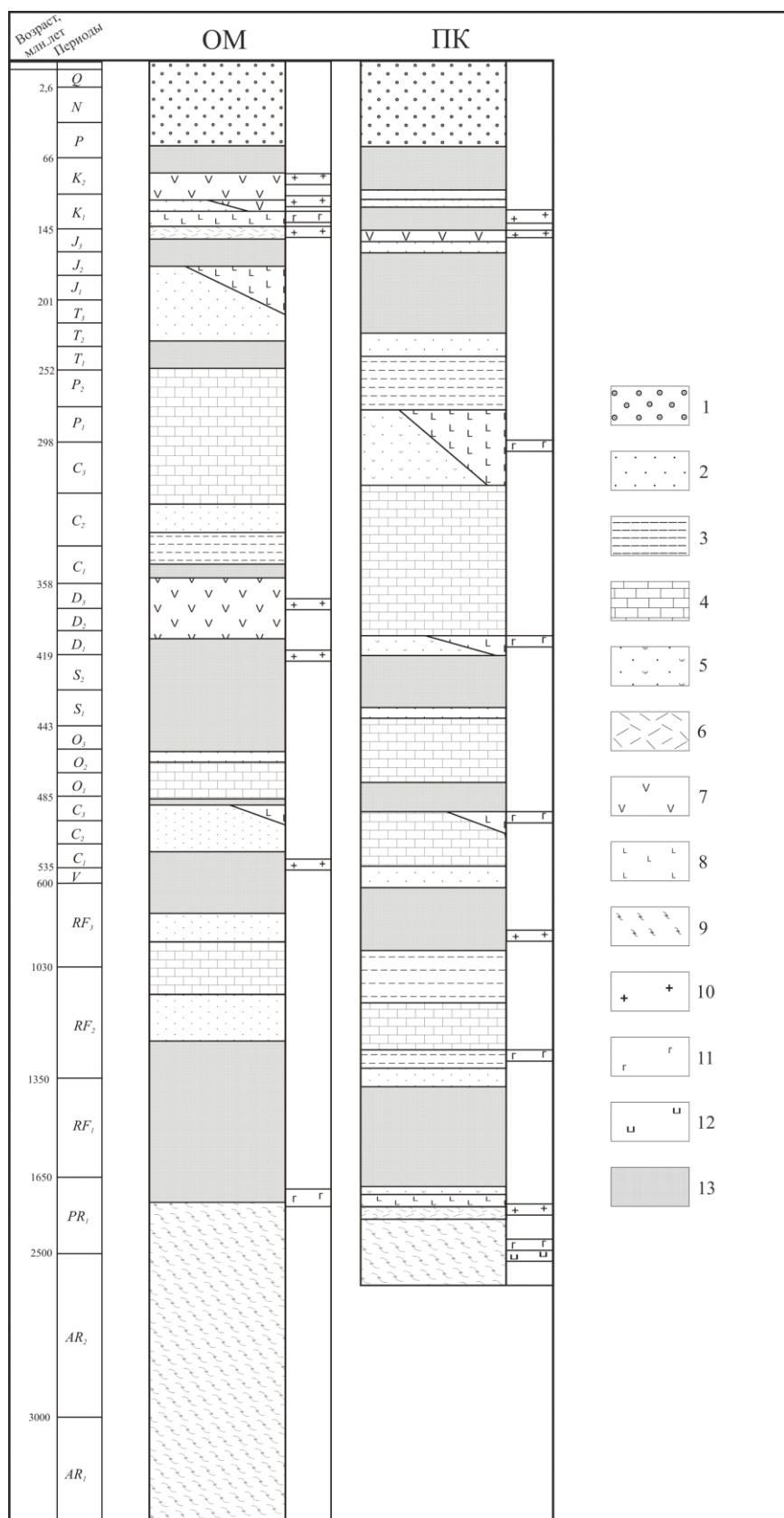


Рисунок 7-1. Тектоно-стратиграфические колонки Омолонского (ОМ) и Приколымского (ПК) террейнов: 1 – континентальные обломочные отложения; 2 – песчаники; 3 – алевролиты, аргиллиты, сланцы; 4 – карбонатные породы; 5 – туффиты; 6 – риолиты; 7 – андезиты; 8 – базальты; 9 – кристаллические сланцы; 10 – гранитоиды; 11 – базитовые интрузии; 12 – гипербазиты; 13 – перерывы в осадконакоплении

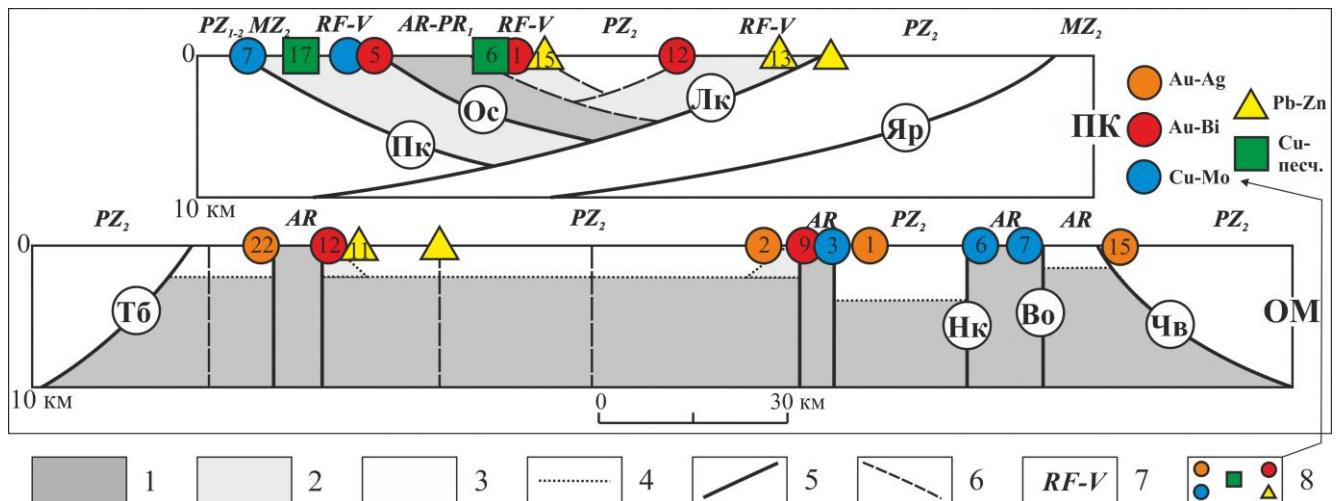


Рисунок 7-2. Принципиальные модели глубинного строения Приколымского (вверху, ПК) и Омалонского (внизу, ОМ) террейнов: 1–3 – структурно-вещественные комплексы (1 – архейско-раннепротерозойские, 2 – рифейско-вендинские, 3 – фанерозойские); 4 – несогласия; 5 – региональные разломы; 6 – прочие разрывные нарушения; 7 – возрастные индексы; 8 – рудные объекты, цифры соответствуют табл. 4-1, 5-1. Буквенные обозначения в кружках – названия региональных разломов, см. рис. 4-1, 5-1.

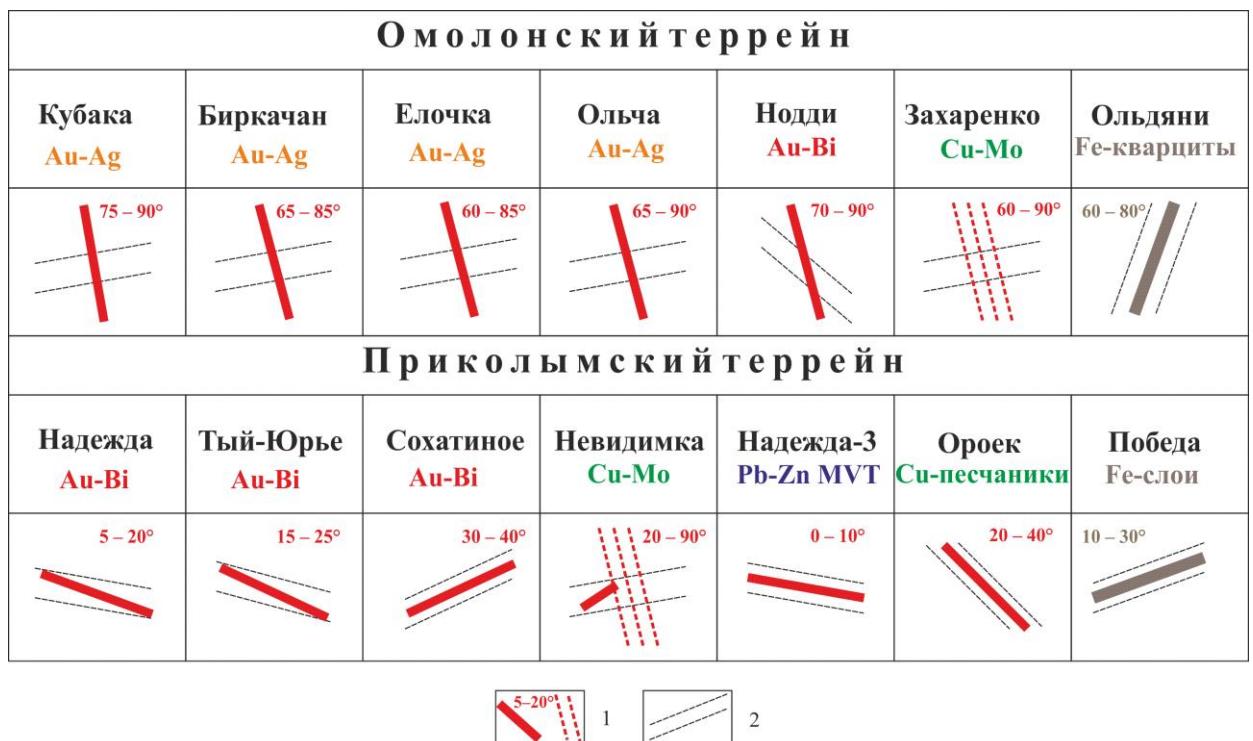


Рисунок 7-3. Сопоставление структур рудных объектов Омалонского и Приколымского террейнов:
1 – рудные тела и их углы падения, 2 – рудовмещающие слоистые комплексы

Таблица 7-1. Изменение плотностной неоднородности террейнов с глубиной по данным гравиметрической томографии (Вашилов, 1993)

Глубина, км	Плотности пород, т/м ³	
	террейны	
	Приколымский	Омолонский
10	2,85 – 2,99	2,70 – 2,77
20	2,85 – 2,99 (север)	3,00 – 3,15
	3,00 – 3,15 (юг)	
30	3,00 – 3,15	3,00 – 3,15
40	3,16 – 3,34	3,16 – 3,34
60	3,16 – 3,34	3,16 – 3,34

Маломощный гигантский аллохтон (Цыкарев, 1990). Главной чертой глубинного строения Приколымья является тектоническая расслоенность, под которой мы понимаем результат субгоризонтальных смещений масс литосферы, сопровождаемого срывом литопластин (Пущаровский, 1990).

Консолидированность либо напротив, тектоническая расслоенность фундамент определила характер магматизма. В составе изверженных комплексов Омолонского массива преобладают салические породы и их ассоциации, преимущественно известково-щелочного и субщелочного калиевого состава (Гагиева, 2011; Дылевский, 1977; Лычагин и др., 1990). Это объяснимо, с учетом отмечаемой для большинства орогенных структур прямой корреляции между зрелостью (сиаличностью) фундамента и распространением салических пород среди наложенных вулкано-плутонических ассоциаций (Павлов, Яшухин, 1989). Среди изверженных пород фемического состава преобладают щелочные и субщелочные при резко подчиненной доле толеитов (Кораго, Дылевский, 1980). На Приколымье среди фанерозойских магматических ассоциаций первое место по степени распространности занимают толеиты, а второе – субщелочные базиты; в раннем докембрии их дополнила бимодальная ассоциация калиевых риолитов и субщелочных базальтов. Для Омолонского массива характерен антидромный характер магматизма, присущий кратонным структурам, включая Северо-Азиатский кратон. Общая последовательность развития магматизма Приколымья в рифее и фанерозое гомодромная, как и для всей Яно-Колымской складчатой области. Развитие бимодального магматизма в раннепротерозойское время, как уже упоминалось выше, объясняется принадлежностью Приколымского террейна кратону. Консолидированный характер дорифейского фундамента Омолонского массива сделал невозможным формирование структур, вмещающих золото-кварцевые месторождения. К ним относятся так называемые «структуры латерального выжимания» (Копп, 1997; рисунок 7-6) и сменяющие их в пространстве «геодинамические убежища» (Корольков, 2007), или сдвиговые дуплексы растяжения (Знаменский и Знаменская, 2011).

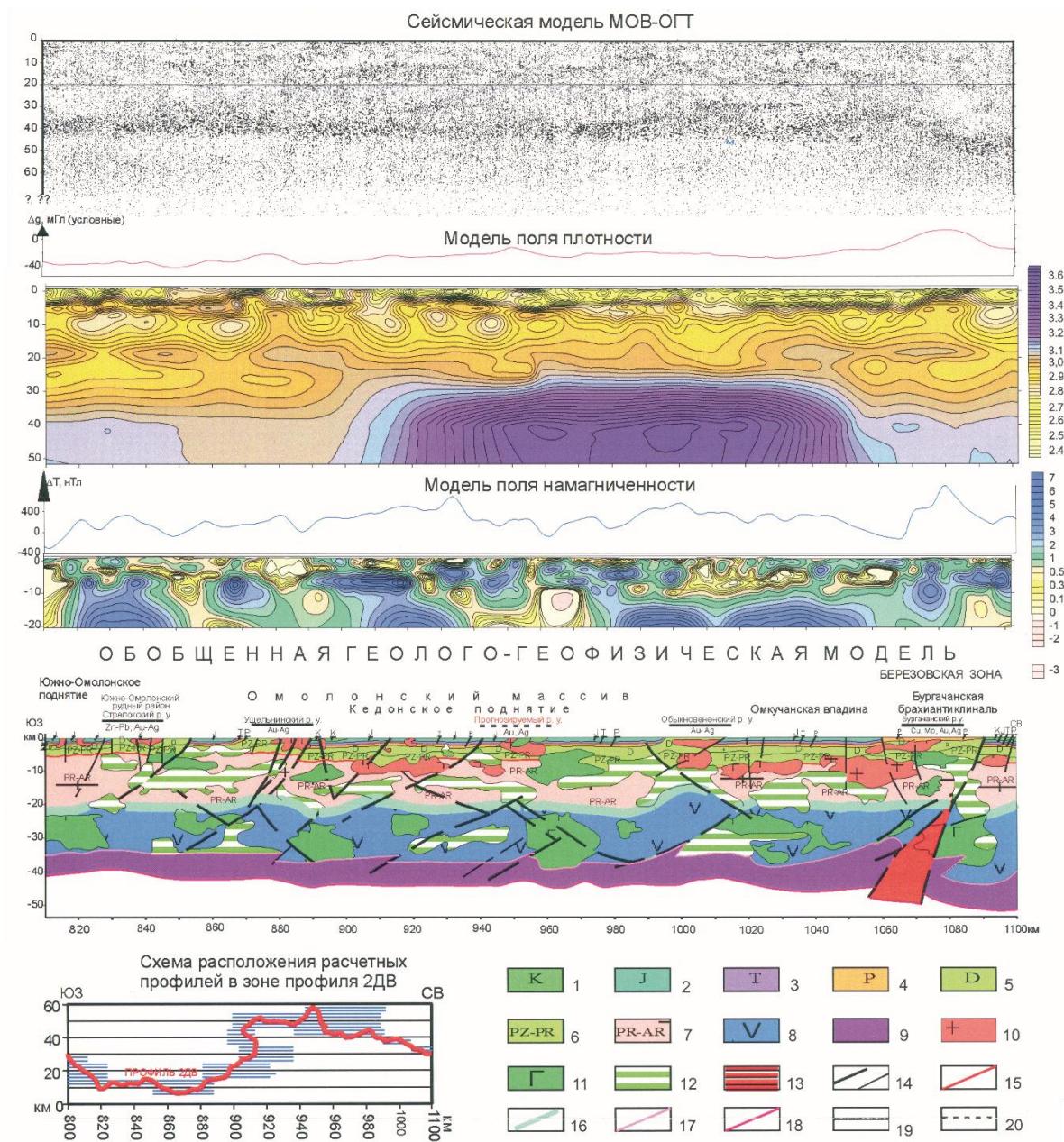


Рисунок 7-4. Глубинное строение Омолонского террейна по профилю 2-ДВ (Старосельцев и др., 2007)

Этим объясняется практически полное отсутствие на Омolonском массиве золото-кварцевых (орогенных) объектов. В терминах модели А. Т. Королькова (2007) развитие здесь мезотермального оруденения, связанного с аккреционно-коллизионными процессами, могло идти только по модели «внутриплитных орогенов», то есть, в соответствии с моделью Д. Гровса (Groves et. al., 2003), в тыловой зоне орогенного пояса. Именно так и была сформирована золото-редкометалльная минерализация и Омolonского массива и Приколымья.

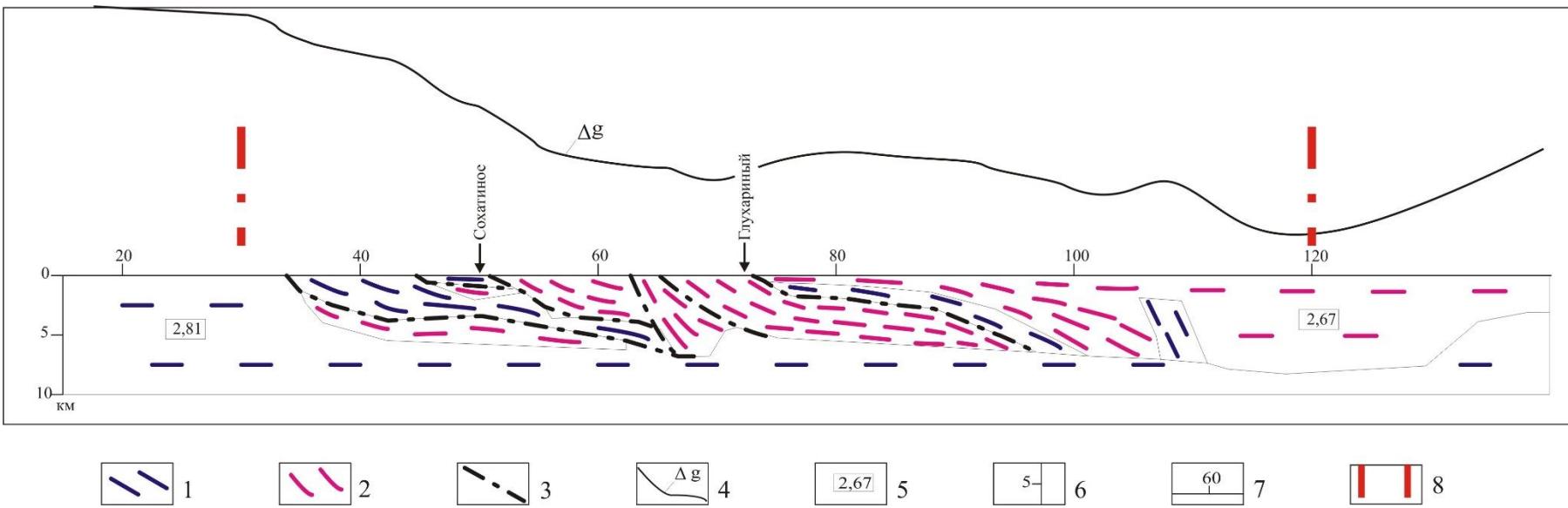


Рисунок 7-5. Геолого-геофизическая модель глубинного строения центральной части Приколымского террейна (по В.Л. Кошкареву, 1991 г., с изменениями). Масштабы горизонтальный и вертикальный 1:500000: 1 – высокоплотные мафические вещественные комплексы; 2 - малоплотные сиалические вещественные комплексы; 3 – надвиги; 4 – кривая поля силы тяжести, усл. ед.; 5 – плотность вещественных комплексов, $\text{г}/\text{см}^3$; 6 – глубина, км; 7 – горизонтальное расстояние, км; 8 – контуры Шаманихи-Столбовского рудного района

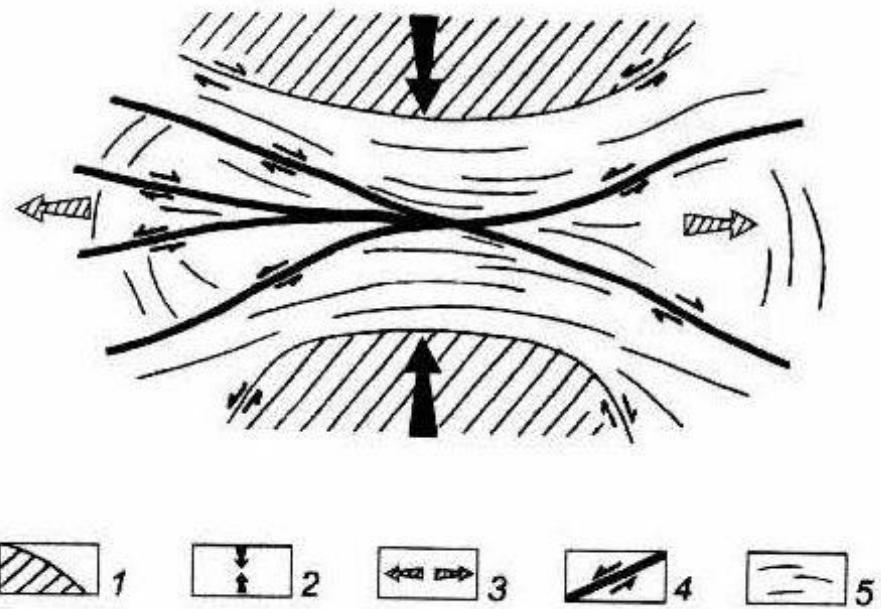


Рисунок 7-6. Модель деформаций горизонтального (латерального) выжимания (Копп, 1997): 1–плиты-инденторы; 2–направление наибольшего горизонтального сжатия; 3–направление горизонтального (латерального) выжимания масс; 4–сдвиги; 5–структуры сжатия (складки и надвиги)

Отсутствие на Приколымском террейне как золото-кварцевых месторождений, так и коллизионного гранитоидного магматизма объясняется иными причинами, а именно удаленностью террейна от фронта коллизионных событий и блоков-инденторов. Это обусловило слабую степень тектонического сжатия, которое, к тому же, имело тангенциальный (а не фронтальный, как это необходимо для формирования структур латерального выжимания) характер (Протопопов, 1997).

Различия проявлены и в отношениях радиогенных изотопов Pb (рисунок 7-7; таблица 7-2). В рудах Приколымья от древних стратиформных Ba-Pb-Zn к более молодым Ag-Pb-Zn жильным рудам наряду со снижением модельного возраста Pb происходило закономерное снижение $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, которое для палеозойской минерализации соответствует верхней коре, а для мезозойской – орогену (Чернышев, Шпикерман, 2001; Шпикерман и др., 1993). По значениям данного параметра Приколымский террейн хорошо коррелирует с Омулевским. Так, стратиформные полиметаллические руды Приколымья соответствуют аналогичной среднепалеозойской минерализации урультунского рудного комплекса Омулевки (Шпикерман, 1998), а медно-порфировые и золото-редкометалльные – позднемезозойской (Шпикерман и др., 2016) кунаревского рудного комплекса. Поэтому предложенная для Омулевского террейна модель формирования как стратиформной полиметаллической, так и медно-молибден-порфировой минерализации за счет последовательного экстрагирования и перераспределения вещества из нижнепротерозойско-рифейских толщ (Шпикерман и др., 2016) в полной мере

Таблица 7-2. Изотопные характеристики свинца руд Приколымского и Омоловского террейнов

Объект	Террейн*	Рудная формация	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$T_{\text{мод.}}$, млн. лет	Источник
Надежда	ПК	Au-редкометалльная	18,952	15,639	38,518	-167	Глухов и др., 2022 Чернышев, Шпикерман, 2001
Темный			18,486	15,565	38,972	26	
Ромашка		Cu-Mo-порфировая	18,377	15,606	38,516	199	
Опыт			18,237	15,54	38,505	166	
Орлиное			18,683	15,619	38,588	-6	
Кунаревское			18,520	15,583	38,518	40	
Надежда			18,568	15,570	38,410	-26	
Горное	ПК	стратиформная Pb-Zn	18,132	15,562	38,257	294	Чернышев, Шпикерман, 2001
Слезовка			18,078	15,558	39,077	326	
Чебукулах			18,075	15,576	38,612	366	
Битум-Сдвиг			18,103	15,546	37,921	282	
Таскан			18,110	15,574	38,005	336	
Вечернее			18,164	15,573	38,075	292	
Седой			17,434	15,524	38,476	818	
Жаркий	ОМ	Ag-Pb-Zn	17,236	15,578	38,620	994	Чернышев, Шпикерман, 2001
Упрямый			16,949	15,403	36,919	1052	
Хивач			17,339	15,464	37,969	707	
Кубака			17,287	15,434	37,462	874	

*ПК – Приколымский, ОВ – Омулевский, ОМ – Омоловский, САК – Северо-Азиатский кратон

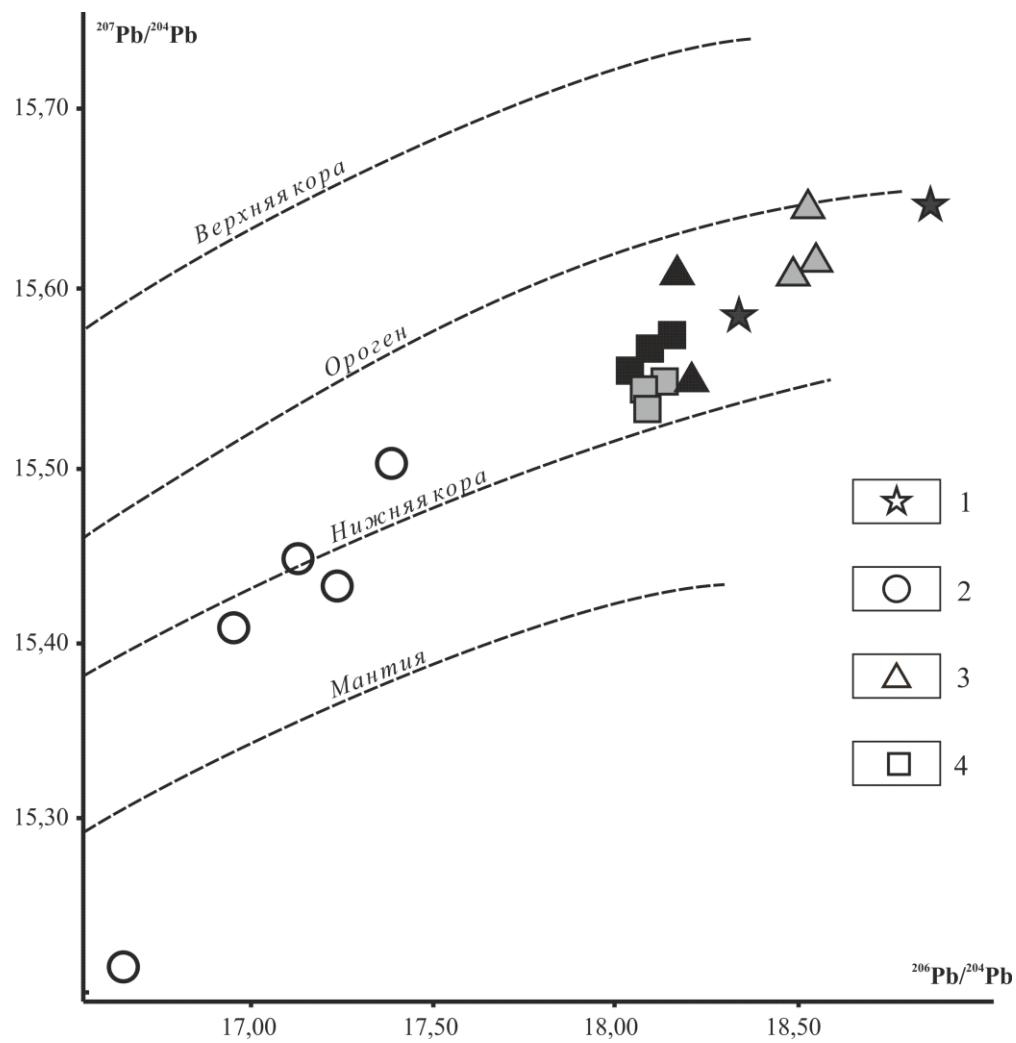


Рисунок 7-7. Изотопный состав свинца сульфидов рудопроявлений и месторождений перикратонных террейнов Северо-Востока Азии. Двухстадийная модель Дж. Стейси и Т. Крамерса (Stacey, Kramers, 1975): 1–4 – рудные формации: 1 – золото-редкометалльная; 2 – золото-серебряная и серебро-полиметаллическая (Шпикерман и др., 1993); 3 – медно-порфировая (Шпикерман и др., 1993); 4 – стратиформная Pb-Zn (Шпикерман и др., 1993). Значки, залипые черный цветом, – Приколымский террейн, серым – Омулевский, белым – Омоловский

применима к Приколымью. Свинцово-изотопные характеристики стратиформной полиметаллической минерализации Приколымского террейна близки также Pb-Zn месторождениям юго-востока Северо-Азиатского кратона (Сардана, Уруй, Перевальное; Тугаринов и др., 1980). Изотопные отношения свинца Приколымья сходны также с мезозойскими золото-кварцевыми, золото-редкометалльными и золото-серебряными месторождениями Северо-Востока Азии (Горячев, 2003). Аномальные свинцы Приколымского поднятия относятся к экзогенным J-типа (Зайцев, Костин, 1999). То есть с наложением тектономагматических процессов и усложнением геологической структуры вслед за эволюцией корового субстрата изменились и взаимосвязи рудного вещества, поступившего из разных источников. Иная картина наблюдается в рудах Омоловского массива. Здесь различные по составу (золото-серебряные и серебро-полиметаллические) и разновозрастные руды выделяются среди других

металлогенических провинций Северо-Востока Азии специфическими изотопными отношениями радиогенного Pb, соответствующими нижней коре и мантии. Аномальные свинцы принадлежат к полигенным В-типа (Горячев и др., 2017, Зайцев, Костин, 1999; Чернышев, Шпикерман, 2001; Шпикерман и др., 1993). То есть свинец был напрямую заимствован рудообразующими флюидами из гнейсов и амфиболитов кристаллического фундамента (Шпикерман и др., 1993).

Омолонский массив, таким образом, представляет собой достаточно уникальную для орогенных поясов структуру. Ранняя консолидация привела, с одной стороны, к сужению спектра магматических ассоциаций (в основном салические), типов разломов (абсолютно преобладают крутопадающие нарушения) и рудных формаций (отсутствие золото-кварцевого оруденения и стратиформной минерализации), а с другой, к более высокой концентрированности магматизма (батолиты анмандыканского и абкитского комплексов) и оруденения (крупные золото-серебряные месторождения Кубака и Биркачан). Этой же причиной обусловлено формирование сквозных крупных разломов-расколов фундамента, по которым наложенные тектономагматические процессы проникали далеко вглубь массива («зоны тектономагматической активизации» по В. М. Кузнецову (2006), формируя рудно-магматические системы аллохтонного состава с концентрированным оруденением. Подобная же картина характерна и для других срединных массивов, например, Родопского (Димитров и др., 1986; Пальшин и др., 1974). Аллохтонный характер их металлогенеза подчеркивал в свое время Г. А. Твалчрелидзе: «*Срединные массивы, за исключением древних месторождений, сформированных в период геосинклинальной истории их развития, обычно содержат месторождения, характерные для сопредельной с ними геосинклинальной зоны*» (1966, с. 153). Тяготение крупных месторождений золота, цветных металлов, урана к глубинным разломам, рассекающим жесткие консолидированные структуры с докембрийским фундаментом и значительной (>100 км) мощностью литосферы, является известным фактом (Малышев и др., 2004). В этом заключается принципиальное отличие от Приколымского поднятия, где тектоническая расслоенность, обусловленная пакетами полого залегающих надвиговых пластин, сложенных комплексами различного литолого-петрографического состава, способствовала последовательному усилинию первичной неоднородности состава литосферы и неоднократной реювенации рудного вещества. Это легко объяснимо, с учетом того, что в основе механизма образования рудоносных гидротерм в зонах глубинных разломов лежит разность давлений между стволовыми частями последних с одной стороны, и в оперяющих трещинах и пластового давления с другой (Кушнарев, 1982), что приводит к притоку минерализованного флюида из вмещающих толщ (Бетехтин, 1955; Борисов, 2000). Наиболее емко этот механизм охарактеризован В. Н. Николаевским (1996): «*В условиях высокой тектонической активности... земная кора подвергается гидротрансформированию, и*

прежде всего метеорной водой. Механизм проникания влаги в кору связан с возникновением нового, а потому вакуумированного порового пространства трещин, которые действуют как тектонически-дилатационные насосы» (с. 320). При консолидированном характере субстрата такой приток флюида минимален и, таким образом, формирующееся оруденение лишь в минимальной степени наследует его состав; однако при этом энергия флюидного потока расходуется незначительно, что благоприятствует формированию концентрированной минерализации (Омолонский массив). Напротив, тектонически обусловленное горизонтально-расслоенное (т.е., чешуйчато-надвиговое) строение субстрата обуславливает обширное поступление из него минерализованных вод, состав которых тем более разнообразен, если учесть, что тектонические пластины имеют различный литолого-петрографический состав (Приколымское поднятие).

Глубинные рудоконтролирующие структуры являются долгоживущими, с возрастом, близким к возрасту рассекаемых ими блоков кристаллического фундамента. Они отчетливо проявлены в строении кроющих комплексов, определяя зоны концентрации разломов, вулканических центров, интрузий, гидротермальной деятельности, рудных концентраций (Фаворская, Томсон, 1974). Их вертикальная протяженность, с учетом последних данных по распределению гипоцентров землетрясений (Вадковский, 2012), может превышать мощность консолидированной литосферы, которая для Омолонского массива, составляет 45 – 50 км (Кузнецов и др., 2010; Петрищевский, 2015). Сейсмические данные показывают, что в консолидированной коре докембрийских кратонов существует отчетливая флюидно-тектоническая зональность, заключающаяся в концентрации газообразного флюида на верхних ее горизонтах и жидкого на нижних (Кузин, 2018). Миграция флюида происходит по «сквозным» субвертикальным зонам. Это отчасти подтверждается результатами бурения Кольской сверхглубокой скважины СГ-3, установившими, что в пределах раннедокембрийского кристаллического фундамента на глубинах выше 5 км присутствуют зоны так называемого «гидрогенно-геохимического разуплотнения» (Кольская.., 1998), представляющие собой области концентрации высококонцентрированного рудоносного флюида, имеющего глубинную природу (Лобанов и др., 2017). Механизм возникновения и миграции такого глубинного флюида с петрологических и физико-химических позиций рассмотрен Ф. А. Летниковым (2001, 2003) и Н. С. Жатнуевым (2016).

Как известно, причиной движения гидротермальных растворов являются градиенты гидродинамического давления, т.е. отклонения физического давления от равновесного гидростатического (Борисов, 2000; Пэк, Сафонов, 1987). Возникновение таких градиентов может быть обусловлено изменением объемных отношений в системе «флюид – трещинно-поровое пространство пород» (вынужденная конвекция по М. В. Борисову, 2000), плотности самого

флюида (свободная, или термоконвекция), либо гипсометрическим положением, обуславливающим переток по закону сообщающихся сосудов (гравитационная конвекция). Б. А. Лебедев и Э. М. Пинский (2000) предложили дробную классификацию механизмов миграции рудоносных флюидов, включающей пять их типов: 1) *конвективный* – за счет разности температур, 2) *компрессионный* – за счет разности коэффициентов аномальности давлений, 3) *гравитационный* – за счет разности плотностей флюидов, 4) *инфилтратационный* – за счет разности высот рельефа, 5) *концентрационный* – за счет различий растворов по концентрации отдельных компонентов (химическому потенциальному). Первый тип в этой классификации соответствует термоконвекции М. В. Борисова, второй и третий – вынужденной конвекции, четвертый – гравитационной. Пятый тип миграции флюида в классификации Б. А. Лебедева и Э. М. Пинского характерен исключительно для магматических расплавов.

На Приколымье слабо развиты рудные формации, которые формируются термоконвективными системами – медно-молибден-порфировая и золото-серебряная. Именно термоконвективные системы, в которых силы, вызывающие движение гидротерм, сравнительно малы (Пэк, Сафонов, 1987), наиболее чувствительны к трещинной проницаемости геологической структуры. В контраст, на Омolonском массиве оба этих типа оруденения развиты широко и образуют крупные и богатые концентрации (Кубака, Биркачан, Хрустальное). Проявления золото-редкометалльной минерализации, формируемой смешанными конвективно-компрессионными системами, на Приколымском поднятии достаточно многочисленны. Однако надвиговая тектоника резко ограничила их масштаб, особенно если учитывать сравнительно слабое развитие здесь главного источника энергии флюида – гранитоидных и интрузий. С другой стороны, эта же надвиговая тектоника была исключительно благоприятной для возникновения гидротермальных систем с вынужденной (компрессионной) и гравитационной (по классификации М. В. Борисова, 2000) циркуляцией, в том числе продуцирующих стратиформную минерализацию типа медиистых песчаников и свинцово-цинковой в карбонатных породах. Объяснить это легко с позиции принципа наименьшего действия, который гласит, что природные процессы, в том числе рудообразующие, осуществляются таким образом, чтобы затраты энергии были минимальны (Менакер, 1976). Причины отсутствия на Приколымье золото-кварцевой минерализации, которая формируется компрессионными механизмами, были охарактеризованы выше.

Металлогенические различия Приколымского поднятия и Омлонского массива весьма наглядно и непротиворечиво могут быть объяснены с позиций так называемой «бассейновой концепции нафторудогенеза» (Аплонов, Лебедев, 2010; Лебедев, 1992). Приколымье с этих позиций предстает как совокупность осадочных бассейнов, сменяющих друг друга по времени начиная с раннего рифея (RF_{1-3} , V – Cm, O – S₁, D – T₂), в которых происходила концентрация

как рудного вещества, так и углеводородов, проявления которых, в частности, известны среди каменноугольных отложений (Геология..., 1983). Рифейский и венд-кембрийский осадочные бассейны Приколымья принадлежат выделенному В. И. Шульдинером (1982) «Протоверхоянскому прогибу» – обширному внутрикратонному бассейну, разделявшему собственно Северо-Азиатского кратона и кратонные блоки (Омолонский и Охотский) к северо-востоку от него (Khudoley et. al., 2001). С учетом того, что как было показано выше, докембрийские ярусы Приколымского террейна образованы тектоническими пластинами-фрагментами восточной окраины Северо-Азиатского кратона (за исключением улахан-юрюинской свиты рифея), они принадлежат Алдано-Майской нефтегазоносной области (Варнавский, 2017; Варнавский, Кузнецов, 2011). Тектоно-магматическая активизация и инверсия бассейнов, связанные с позднемезозойскими субдукционными и коллизионными процессами, привели к разрушению нефтегазоносных структур, мобилизации рудных компонентов (прежде всего S, Cu, Pb, Zn) из осадочных толщ и их локализации в жилах и штокверках. Существование в геологической истории Приколымья нескольких эпох осадконакопления, разделенных несогласиями, может свидетельствовать о многократном переотложении рудного вещества. Рудоматеринскими формациями могли быть обогащенные органическим веществом сланцы, которые на Приколымье известны как минимум на четырех стратиграфических уровнях (RF₁, RF₃, D₂, C₂) и красноцветные отложения, широко развитые в рифейских, вендских и кембрийских толщах. Как было показано выше, рифейские сланцы геохимически специализированы на широкий спектр металлов. Широкое развитие в разновозрастных толщах углеродистых сланцев доломитов (источников рассолов) и глинистых сланцев (флюидоупоров) благоприятствовали образованию высококонцентрированных флюидов, способных выщелачивать и транспортировать металлы. Мобильная надвиговая структура Приколымского поднятия благоприятствовала высокой сейсмической активности, которая, с одной стороны, приводила к усилинию дегидратации осадков и росту скорости латеральной миграции флюидов (Павлов и др., 1991), а с другой, создавала предпосылки для локального перераспределения металлов, как это, в частности, показано на примере Челекенской геотермальной системы (Скрипченко, 1991). Этот механизм мог формировать руды не только Cu, Pb, Zn, но и Fe. Известно, что обогащенные гематитом прослои широко распространены среди рифейских и вендских толщ Приколымья. В некоторых случаях они образуют промышленные рудные скопления (месторождение Победа, Потапова, 1959). Традиционно подобные образования считаются метаморфизованными эквивалентами осадочных оолитовых руд (Справочное..., 1990). Однако в последние десятилетия в связи с изучением связи нефтегазоносных бассейнов и стратиформных месторождений появились аргументы в пользу их

эпигенетической природы (Кисляков, Щеточкин, 2000; Павлов и др., 1991; Ingebritsen, Appold, 2012).

Осадконакопление на Омolonском массиве было редуцировано начиная с завершения его консолидации в дорифейскую эпоху. Для разрезов характерны сокращенные мощности, литологическая пестрота, присутствие заметных объемов субаэральных вулканитов, редкость глинистых сланцев, что отражает незначительные глубины бассейнов. Стратiformная минерализация развита крайне слабо, а проявления углеводородов и вовсе неизвестны. На протяжении большей части своей рифей-фанерозойской истории Омolonский массив развивался как поднятый континентальный блок, с широко развитым аэральным вулканизмом, гранитоидным магматизмом и жильно-прожилковой минерализацией. Углеводородные скопления и стратиформные руды в такой обстановке не образовывались.

Таким образом, вместе, Приколымье и Омolonский массив образуют гармонично связанную пару региональных структур «бассейн – поднятие», аналогично, например, плато Колорадо и долине Миссисипи в Северной Америке.

Графическая модель полистапного рудообразования приведена на рисунке 7-8. В ней элементарные (в один этап) рудообразующие события представляют собой пересекающиеся множества геологических процессов, сопровождающихся перераспределением вещества. Там, где максимально возможное количество этапов совмещаются в пространстве, возникают месторождения (ситуации «Б» и «В»). Очевидно, что для гидротермальных месторождений это возможно лишь при наличии крупной сквозной (т.е., пересекающей и соединяющей разновозрастные и разноглубинные уровни литосферы) структуры – «глубинного разлома» по И. Н. Томсону и др. (1984), либо «магистрального рудоконтролирующего разлома» по Н. И. Мишину и др. (2007). Приуроченность большинства крупных гидротермальных месторождений к глубинным, т.е. пересекающим границу Мохо, разломам, рассекающим кратоны, либо кратонные террейны, общеизвестна (например, Малышев и др., 2004). Известно, что в консолидированных структурах рудоконтролирующие разломы имеют значительные протяженности и вмещают крупные и гигантские скопления металлов. Примеры – Стрельцовский рудный узел на Аргунском кратонном террейне (Шатков, 2017) и рудное поле Крипл-Крик на Плато Колорадо (Kelley, Ludington, 2002). Промышленная минерализация здесь несет многочисленные «метки» глубинного источника рудного вещества (флюорит, Te, низкие изотопные отношения радиогенного Pb) и в целом индифферентна к составу вмещающих комплексов. Именно по такому сценарию развивался Омolonский массив, рудоносность которого является наложенной, и лишь в малой степени наследует некоторые геохимические особенности субстрата. При отсутствии такой региональной сквозной рудоконтролирующей структуры перераспределение вещества будет происходить ступенчато, от уровня к уровню, с

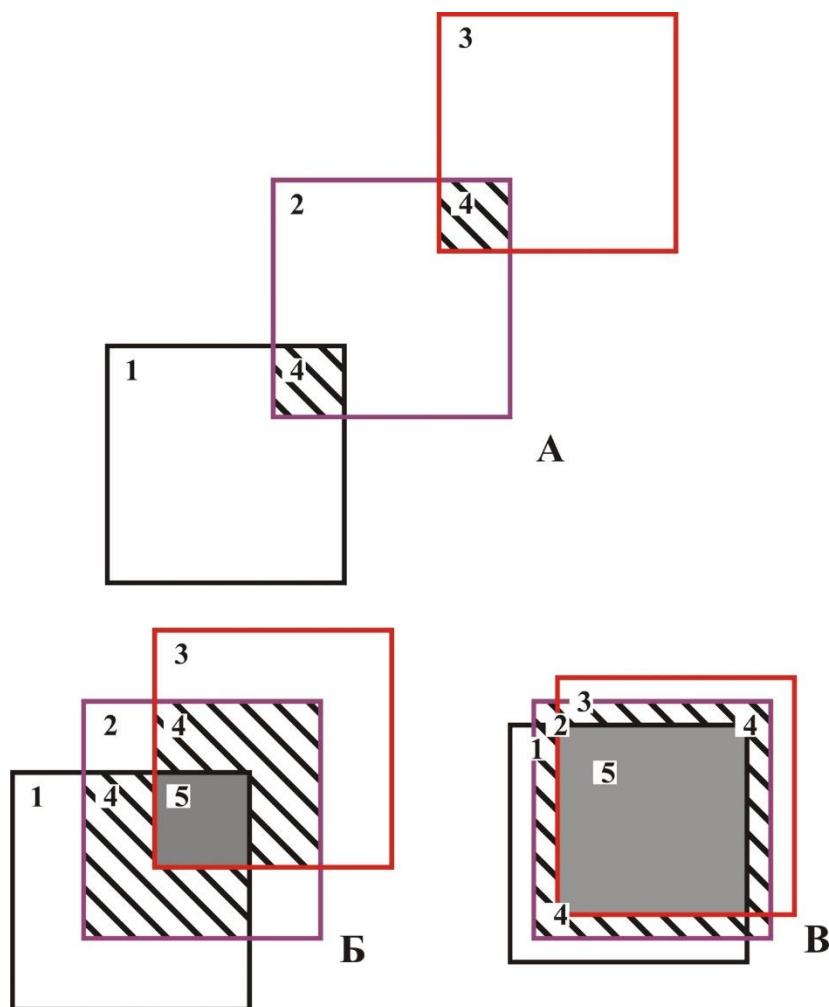


Рисунок 7-8. Модель рудообразования как совокупность пересекающихся множеств состояния рудоконцентрирующих процессов (Питулько и др., 2014): А – безрудная ситуация; Б – ситуация мелкого и среднего месторождения; В – ситуация крупного месторождения; 1 – 3 – одноактные разновозрастные события рудоконцентрирования, происходящие в масштабе рудного узла; 4 – полистадные события рудоконцентрирования, происходящие в масштабе рудного поля; 5 – максимальная степень рудоконцентрирования, происходящего в масштабах рудного месторождения

унаследованием на каждом новом уровне черт предыдущего. Рудоконцентрирование при таком сценарии (ситуация «А») уступает место диссипации, то есть разубоживанию, а формирование экономически значимого оруденения в таких условиях маловероятно. Примером такого эволюционного металлогенического развития является Приколымье. Следует оговориться, что такая диссипация отнюдь не противоречит «первому закону рудообразования» Л.Н. Овчинникова (*рудообразование есть переход металлов от рассеяния к концентрации*; 1986): минерализация, в отсутствии основной, «магистральной» рудоконтролирующей структуры концентрируется на множестве «частных» структурных и литологических (надвиговые пластины) барьерах, формируя разрозненные скопления. Каждое из них в отдельности может обладать высоким кларком концентрации, однако в сколь-нибудь значимом объеме геологического пространства средние содержания полезного компонента оказываются

низкими и не достигают промышленных кондиций. Ранее исследователями уже подмечалось, что «...реювенация и связанный с этим рециклинг вещества земной коры способны породить...рудные объекты преимущественно мелкого и среднего масштаба» (Абрамович, 1998. с. 124). С позиций динамики геохимических процессов (Голубев, 1981; Аверкин, Шарапов, 1987) предлагаемая модель представляется вполне жизнеспособной. Ситуации «А» и, в меньшей степени, «Б» соответствует так называемая «нестационарная стадия рудообразования на геохимическом барьере третьего рода, когда вся зона оруденения подвижна» (Голубев, 1981, с. 160). При перемещении барьера происходит растворение и повторное отложение вещества с возникновением локальных его концентраций. Подобный механизм рудогенеза охарактеризован, в частности, А. Н. Ермолаевым с коллегами (1990). В роли подвижных барьеров выступают постоянно подновляющиеся надвиги, разделяющие литологически разнородные тектонические пластины на Приколымье. Напротив, ситуации «В» отвечает стационарная стадия рудообразования, при которой геохимический барьер неподвижен, переотложение рудного вещества отсутствует и формируются наиболее богатые его скопления. Такой сценарий реализован в крупных рудоконтролирующих разломах Омolonского массива. При этом и геохимические барьеры и крупные рудоконцентрации могут располагаться на значительном удалении от магистральных структур, как отмечает М. В. Борисов (2000) «по гидродинамическим причинам», что и наблюдается в действительности. По мнению И. И. Абрамовича и И. Г. Клушкина (1987), в условиях высокой вариативности температур и давлений, которая является следствием частых структурных подвижек, могут формироваться лишь мелкие и бедные месторождения; для формирования же крупных и богатых объектов необходима стабильность геодинамического режима.

Гидротермальные рудные месторождения являются результатом взаимодействия двух сред (Черезов, 1988): подвижной (рудообразующие растворы) и неподвижной (геологическое пространство). В основе их взаимодействия лежит проницаемость в той или иной степени деформированных горных пород, возникающая в результате тектогенеза и приводящая к рудолокализации. Поэтому в контексте рассматриваемой проблемы исключительно важно то, что предложенная модель рудогенеза Омolonского массива и Приколымья подкрепляется результатами изучения динамики флюидных систем и в ее контексте – сейсмотектоники (Сох, 2002, 2016; Петров, 2017). Частое, повторяющееся на протяжении значительного отрезка времени, нагнетание флюида приводит к многочисленным сейсмическим событиям малой магнитуды и формированию большого количества мелких трещин сдвиговой кинематики (рисунок 7-9). Это сопровождается медленным продвижением фронта трещиноватости, и столь же медленным отложением малых порций руд (Наумов, 2008). Напротив, эпизодическое быстрое поступление больших порций флюида в породы с низкой проницаемостью не только образует крупные разрывы, но и быстро

нарушает химическое равновесие в системе «флюид/порода», что приводит к быстрому формированию рудных концентраций. К примеру, тектонофизические исследования

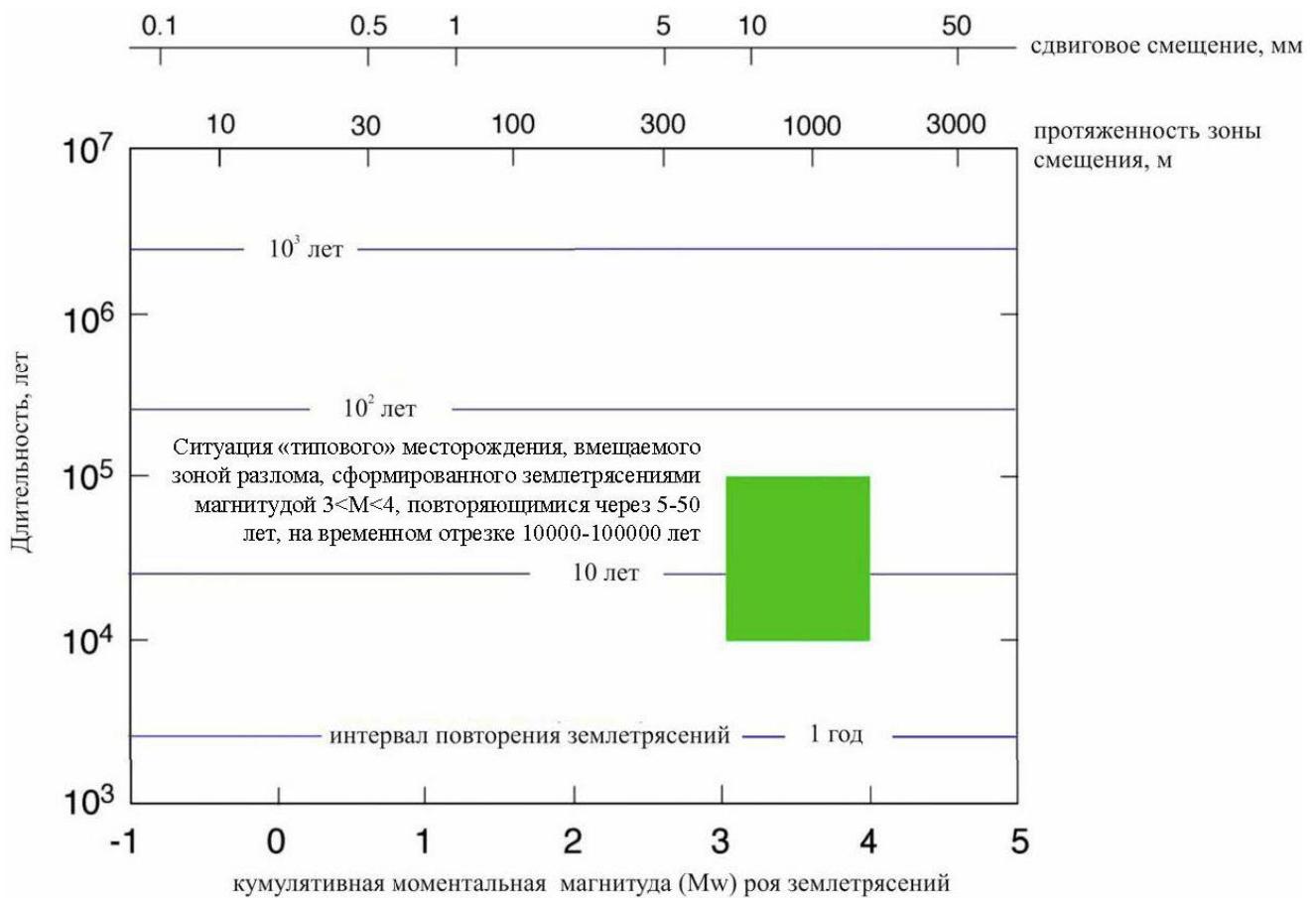


Рисунок 7-9. Зависимость между параметрами напорной сейсмофлюидодинамической системы, интервалом повторения сейсмических событий, и длительностью функционирования гидротермальной системы (Cox, 2016)

Березовского золоторудного поля показали, что промышленная минерализация локализуется исключительно преимущественно в зонах с невысокой общей проницаемостью пород, где флюид концентрируется в немногочисленных магистральных каналах (Сомов и др., 2010). Экспериментальные и аналитические данные о влиянии сейсмического воздействия на проницаемость горных пород (Шмонов и др., 2004), показывают, что крупные (с магнитудой >7) события сопровождаются циклическими изменениями, при которых литостатическое давление становится ниже флюидного, и, таким образом, приводят к существенному повышению проницаемости. При этом роль разупрочнителя породы играет сам флюид. Это явление в геомеханике и промысловой геологии именуется гидроразрывом пласта или скального массива (Николаевский, 1996). Сам по себе механизм подобной гидродинамической активизации порового и трещинного флюида используется в сейсмологии для объяснения природы

сейсмических предвестников землетрясений (Николаевский, Собисевич, 2015; Родкин, Рундквист, 2012). Известно, что такая активизация сопровождается возникновением аномалий химического состава подземных вод (Барсуков и др., 1979), что является индикатором миграции вещества, в том числе рудного.

* * *

Омолонский массив представляет собой необычную для орогенных поясов структуру. Ранняя консолидация привела, с одной стороны, к сужению спектра магматических ассоциаций, типов разломов и рудных формаций. А с другой, к более высокой концентрированности магматизма и оруденения. Этой же причиной обусловлено формирование сквозных крупных разломов-расколов фундамента, по которым наложенные тектономагматические процессы проникали далеко вглубь массива формируя рудно-магматические системы аллохтонного состава с концентрированным оруденением, сформированным главным образом подкоровыми источниками. В этом заключается принципиальное отличие от Приколымского поднятия, где мобильная геологическая структура с преобладанием пологих надвигов способствовала с одной стороны, поступлению рудного вещества из коровых источников и его реювенации, а с другой, разубоживанию по множеству мелких рудоконтролирующих структур.

Глава 8. ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ НОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ОЦЕНКА ПОТЕНЦИАЛА РУДОНОСНОСТИ

Омolonский террейн характеризуется существенно лучшей геологической изученностью, нежели Приколымский. Это относится в том числе к изученности рудных объектов. Факторы контроля и поисковые критерии руд промышленно значимых геолого-генетических типов Омлонского террейна (золото-серебряный, медно-молибден-порфировый) достаточно полно изложены в литературе (Волков и др., 2011, 2016, 2017, 2018; Горячев и др., 2017; Петров и др., 2019; Степанов, Шишакова, 1994; Черняев, Черняева, 2001). Масштабные поиски и разведка рудных объектов здесь ведутся давно и с большим успехом, разведаны и вовлечены в промышленное освоение девять золото-серебряных месторождений, общее количество извлеченного из которых условного золота приближается к 200 т. Приколымью в этом отношении «повезло» существенно меньше. На основе теоретических предпосылок, изложенных в главах 6 и 7 с учетом практического опыта нами разработаны прогнозно-поисковые критерии месторождений наиболее ликвидных металлов: золота, серебра, меди, свинца и цинка.

Омлонский террейн

Золото-редкометалльная формация

Оруденение локализуется в эндо- и экзоконтактовых зонах крупных интрузивных массивов, сложенных гранитоидами абкитского, анмандыканского и пенжинского комплексов. Рудоконтролирующими структурами являются крутопадающие разломы. Среди рудных минералов постоянно присутствуют минералы теллура и висмута. Самородное золото мелкое, умеренно-высокопробное.

- зоны влияния региональных глубинных разломов
- интрузивно-купольные структуры
- интрузии гранитоидов абкитского, анмандыканского и пенжинского комплексов
- выступы метаморфических комплексов архея
- ореолы калишпатизации
- россыпи золота, минералы Te и Bi в шлихах
- геохимические аномалии Au, Pb, Bi

Золото-серебряная формация (палеозойская)

Приурочены к вулкано-тектоническим просадкам, выполненным породами кедонской серии. Рудные тела представлены крутопадающими адуляр-карбонат-кварцевыми жилами и жильно-прожилковыми зонами. Специфической особенностью руд является низкая сульфидность (1 – 3 %, а для наиболее крупных месторождений (Кубака, Биркачан) составляющая 0,1 – 0,5 % (Волков и др., 2016). Список рудных минералов, помимо полисульфидов, селенидов и сульфосолей серебра включает также алтait и гессит. Главными минералами продуктивного парагенезиса являются самородное золото и электрум; роль сульфосолей серебра незначительна.

- КВП
- вулкано-тектонические депрессии, выполненные кислыми эфузивами позднедевонско-раннекарбонового возраста
- зоны влияния региональных глубинных разломов
- локальные вулканические просадки
- крутопадающие жилы и жильные зоны карбонат-адуляр-кварцевого состава
- экструзии и субвулканические интрузии кислого-среднего состава
- кедонская серия позднедевонско-раннекарбонового возраста экструзии и субвулканические интрузии кислого-среднего состава
- грубообломочные туфы и игнимбриты
- россыпи золота
- аномалии Au, Mo, Pb, Te

Золото-серебряная формация (меловая)

- ОЧВП
- вулкано-тектонические депрессии, выполненные кислыми эфузивами позднемелового возраста
- локальные вулканические просадки
- крутопадающие жилы и жильные зоны карбонат-адуляр-кварцевого состава
- дайки позднемеловых риолитов
- свиты и толщи, сложенные позднемеловыми эфузивами кислого состава
- грубообломочные туфы и игнимбриты
- аномалии Au, Ag, As, Sb, Se

Медно-порфировая формация (палеозойская)

- вулкано-плутонические комплексы КВП
- изометричные вулкано-плутонические структуры с выходами архейского кристаллического фундамента в центре
- пространственная ассоциация штокверков, жил и скарновых залежей
- метаморфические толщи и комплексы архейского возраста
- субвулканические интрузии и дайки гранитоидов булунского и алы-юряхского комплекса позднего девона
- зональность от центра к периферии: штокверки (Mo-Cu) в порфировых гранитоидах → жилы (Au-Ag-Pb-Zn) в породах метаморфической рамы
- аномалии Cu, Mo, Au, Ag, Pb, Zn

Медно-порфировая формация (позднемеловая)

- Конгинская зона ТМА
- изометричные вулкано-плутонические структуры с выходами архейского кристаллического фундамента в центре
- зонально построенные ореолы гидротермально-метасоматических изменений (пропилиты→филлизиты)
- метаморфические толщи и комплексы архейского возраста
- интрузивные тела и дайки гранитоидов викторинского комплекса позднего мела
- зональность от центра к периферии: штокверки (Cu-Mo) в порфировых гранитоидах → железорудные скатрны → жилы (Au-Ag-Pb) в породах метаморфической рамы
- аномалии Cu, Mo, Au, Ag, Pb, Zn

Серебро-полиметаллическая формация

- Конгинская зона ТМА
- изометричные вулкано-плутонические структуры с выходами архейского кристаллического фундамента в центре
- зоны влияния региональных глубинных разломов
- залежи скарнов гранат-пироксенового состава
- ореолы сульфидизации
- жилы и прожилки кварц-карбонатного состава
- карбонатные толщи палеозоя
- туфы и игнимбриты риолитов

- интрузивные тела и дайки гранитоидов викторинского комплекса позднего мела
- аномалии Ag, Pb, Zn, Mn

Приколымский террейн

Золото-редкометалльная формация

Оруденение локализуется среди докембрийских комплексов, слагающих ансамбли тектонических пластин, разделенных пологими надвигами. Рудоконтролирующий структурный парагенезис включает надвиговые зоны дробления, антиклинальные складки и крутопадающие разломы. Минеральный состав руд относительно прост, в нем преобладают пирит и полисульфиды; постоянно присутствуют минералы теллура и висмута. Самородное золото мелкое, умеренно-высокопробное.

- зоны пересечения древних, докембрийского заложения, региональных надвигов субмеридионального простирания с субширотными мезозойскими структурами
- сопряжение крупных ассиметричных антиклинальных складок, надвигов и крутопадающих сдвигов
- зоны интенсивных пластических деформаций с межслоевыми деформированными «альпийскими» жилами и прожилками, интенсивной трещиноватости и дробления
- рудные тела представляют собой относительно маломощные (первые метры) зоны гидротермально-измененных тектонитов, насыщенных прожилками кварца и сульфидов
- надинтрузивные зоны слабо вскрытых эрозией массивов коллизионных гранитоидов
- тектонические пластины и линзы, сложенные хрупкими компетентными породами (кварциты, риолиты, песчаники, мраморы), «зажатые» среди пластичного тектонического матрикса (слюдистые сланцы, метабазиты)
- россыпи золота, минералы Te и Bi в шлихах
- геохимические аномалии Au, Pb, Bi

Все ныне разведанные золото-редкометалльные месторождения Приколымья относятся к категории мелких по запасам – до 5 т, выявление более крупных объектов маловероятно.

Золото-редкометалльные объекты Приколымья часто сопровождаются золотоносными корами выветривания. Низкая сульфидность руд не способствовала существенному гипергенному перераспределению золота и формированию хорошо проработанного профиля выветривания. Коры практически полностью переработаны флювиальными и техногенными процессами. Поэтому, с учетом незначительного масштаба коренных источников

промышленный потенциал золотоносных кор выветривания, представляется крайне незначительным.

Золото-серебряная формация

Золото-серебряная минерализация Приколымского террейна связана с вулкано-плутоническими комплексами УЯВП и образует единый формационный ряд с медно-молибден-порфировым оруденением. Редкость и малые масштабы известных проявлений делают выявление на Приколымье промышленных золото-серебряных месторождений крайне маловероятным.

Медно-молибден-порфировая формация

Минерализация приурочена к магматическим ассоциациям Уяндино-Ясачненского вулканогенного пояса. Наиболее изученный Право-Дуксундинский рудный узел располагается на юго-западном фланге Приколымского террейна. Он приурочен к изометричных очертаний вулкано-плутонической структуре диаметром около 50 км, выполненной верхнеюрскими вулканогенно-терригенными отложениями. Разрывные нарушения северо-восточного, субширотного и северо-западного простирания отражают распределение радиальных и концентрических разрывов в пределах структуры. В центральной части структуры в эрозионном окне обнажаются алевролиты, известняки и туфы раннего карбона, прорванные штоком гранитоидов площадью около 5 км². В составе штока выделяются три фазы, последовательно представленные кварцевыми диоритами, гранодиоритами, гранит-порфирами. Рудный узел характеризуется хорошо проявленным зональным строением: в центральной части - сульфидно-кварцевые штокверки с золото-медным оруденением и геохимическими ореолами молибдена в порфировых гранитоидах и ассоциирующие с ними скарны и жилы с медно-полиметаллической минерализацией (рудопроявление Невидимка), на периферии - жилы и жильные зоны с серебро-полиметаллической минерализацией среди пород осадочно-метаморфической рамы (рудопроявление Опыт).

- вулкано-плутонические и вулканогенно-осадочные комплексы УЯВП
- изометричные вулкано-плутонические структуры с выходами докембрийско-палеозойского фундамента в центральной части и породами палеозойско-мезозойского чехла на периферии
- надсубдукционные многофазные гипабиссальные «порфировые» интрузии позднемезозойского возраста, прорывающие породы фундамента.
- зональность от центра к периферии: штокверки (Au-Mo-Cu) в порфировых гранитоидах → скарны и жилы (Cu-Pb-Zn-Ag) в породах осадочно-метаморфической рамы

- геохимические аномалии Cu, Mo, Au, Ag, Pb, Zn

Индикаторные геохимические соотношения в рассматриваемой минерализации ($\text{Cu} / \text{Mo} = 2000:1$, $\text{Cu} / \text{Au} = 100000:1$) соответствуют выделяемому внутри медно-порфировой формации золото-медно-порфировому типу (Кривцов и др., 1986). Данная картина весьма близка к той, которая наблюдается в пределах рудного района Бингем, где располагается одноименное крупнейшее месторождение. Причем аналогия прослеживается по целому ряду параметров, начиная от характераrudовмещающей структуры, ее размеров, состава пород рамы, пространственных взаимотношений «порфировых» и «непорфировых» руд. Преимущественно пропилитовый тип метасоматитов Право-Дуксундинского узла, широкое развитие жильной полиметаллической минерализации на флангахрудовмещающего гранитоидного массива, высокие содержания Pb, Zn, Ag, Au в медно-порфировых рудах, и пониженные – Mo указывают на слабую эродированность порфировой рудной системы. С учетом изложенных выше соображений о металлогении Приколымья это дает основание прогнозировать здесь среднее по запасам медно-порфиральное месторождение с рядовыми по качеству рудами и несколько мелких, но богатых серебро-полиметаллических объектов.

Медистые песчаники и сланцы

Оруденение данного типа известно на двух стратиграфических уровнях: рифейском и девонском. Наиболее широко оно распространено среди пород рифейского терригенно-карбонатного комплекса Шаманихинского субтеррейна (Глухов, Тюкова, 2020). Известны два рудопроявления (Ороек, Зеленый Пласт) и более двух десятков пунктов минерализации, объединенные В. И. Шпикерманом (1998) в Ороекскую металлогеническую зону. Все имеют сходное строение и приурочены к верхней части ороекской свиты, в составе которой доминируют серицит-хлоритовые, кварц-сериицит-хлоритовые, хлоритоидные сланцы и филлиты, часто графитсодержащие. Суммарная площадь выходов отложений меденосного рифейского терригенно-карбонатного комплекса составляет $3000\text{--}3500 \text{ км}^2$, а их общая их мощность составляет от 3 до 5 км. Такие параметры соответствуют осадочным палеобассейнам внутрикратонного рифтогенного типа (Селли, 1981; Феоктистов, 1997). Очертания и внутренняя структура рифейского осадочного палеобассейна были существенно нарушены в ходе неоднократных эпох деформаций и метаморфизма.

- терригенно-карбонатные комплексы рифейского возраста
- в их пределах синклинальные структуры площадью $50\text{--}200 \text{ км}^2$, выделяющиеся зонами положительных аномалий магнитного поля
- выходы пород верхнеороекской подсвиты

- трансгрессивное строение рудоносного разреза с чередованием пород, различных по литологическому составу (пелиты–песчаники) и окислительно-восстановительным условиям осадконакопления (красноцветы–сероцветы)
- наличие в разрезе кварц-хлоритоидных сланцев, представляющих собой метаморфизованные полимиктовые песчаники
- дайки метабазитов
- геохимическая зональность вкрест простирации (снизу вверх): Cu + Ag → Zn → Pb.
- геохимические аномалии Cu, Au, Co

По современной классификации (Hitzman et al., 2010) рифейские МПС Приколымья относятся к типу, для которого характерны трансгрессивный тип рудовмещающего разреза, морские либо субмаринные условия осадконакопления, расположение красноцветных отложений в основании меденосных пачек, наличие горизонтов, обогащенных органическим углеродом и являющихся восстановителем для обогащенных медью рассолов. По отечественной классификации это «джезказганский тип меденосных формаций в протоплатформенном прогибе» (Кривцов и др., 1987, С. 200).

В целом, МПС Приколымья, несмотря на достаточно широкое распространение, характеризуются низкими содержаниями меди (в большинстве проб менее 1 %) и располагается в неблагоприятных географо-экономических условиях. Это делает маловероятным выявление здесь промышленных месторождений данного типа.

Стратиформная свинцово-цинковая минерализация в карбонатных породах

Рудопроявления вмещаются карбонатными толщами, расположенными на двух стратиграфических уровнях: в ярхонской свите среднего девона и в чебукулахской серии среднего-верхнего рифея (Шпикерман, 1996). Рудные тела представлены двумя морфологическими типами (Давыдов, 2001б): 1) зоны кварц-барит-сульфидных прожилков и брекчий в доломитах биогермов; 2) зоны послойной сульфидной вкрапленности в ритмично-слоистых доломитах. Главные минералы руд: кварц, барит, пирит, сфалерит, галенит, халькопирит. Характерны присутствие существенных количеств марказита, преобладанием в составе руд цинка над свинцом. Генезис минерализации элизионно-диагенетический (Глухов, Фомина, 2015).

- периферическая часть палеозойского рифтогенного бассейна осадконакопления
- зоны кварц-барит-сульфидных прожилков и брекчий в доломитах биогермов
- зоны послойной сульфидной вкрапленности в ритмично-слоистых доломитах
- карбонатные толщи рифея и девона

- доломиты рифовой фации, образованные сочетанием биостромов, биогермов и ритмично-слоистых горизонтов
- зональность: Ba → Pb → Zn → Fe

Исходя из обобщенной схемы латеральной зональности стратiformных полиметаллических месторождений (Рыженко, Крайнов, 2004), известные на Приколымье стратiformные Pb-Zn рудопроявления представляют собой корневые, либо фланговые, периферические фрагменты более крупных рудных зон. Это делает возможным выявление более крупных и богатых объектов.

* * *

Рассматривая металлогению в прикладном аспекте следует учитывать, что несмотря на в целом умеренную (в количественном отношении) рудоносность Приколымского поднятия, его промышленный потенциал существенно повышается относительно высокой доступностью объектов. Данный параметр является интегральным показателем, характеризующим возможность экономического освоения месторождения полезного ископаемого (Пешков, Мацко, 2004). Он определяет возможность эффективного и безопасного (во всех аспектах) использования минерального сырья, полученного из данного источника с учетом состояния запасов (ресурсов), потребности в них и имеющегося технологического уровня.

Именно плохая доступность минеральных ресурсов в недрах сдерживает развитие горнорудной промышленности на Северо-Востоке России и ее диверсификацию, т.е., уход от односторонней монометалльной (золото) специализации. Она обусловлена, с одной стороны, невыгодным географо-экономическим положением объектов вдали от транспортной инфраструктуры, а с другой – низкой экономической эффективностью освоения месторождений по «классическим» технологиям, предусматривающим многостадиальную фабричную переработку руд (флотация для цветных металлов, цианирование для золота) с получением концентрата (либо катодного осадка) и его дальнейшую транспортировку к месту пиро- или гидрометаллургического передела. При суровых климатических условиях и слабо развитой сети наземных коммуникаций издержки на содержание фабричного хозяйства и перевозку концентрата становятся запредельно высоки. Прежде всего это актуально для цветных металлов. В этом контексте экономически эффективное освоение ресурсов в недрах может стать возможным только при условии принятия принципиально новой его стратегии и технологий.

Одним из таких направлений стратегии может являться поиск и освоение ресурсов меди в окисленных рудах, включая подзону вторичного сульфидного обогащения. Их переработка осуществляется гидрометаллургическим способом по технологии «SX-EW» (жидкостная экстракция - электролиз) с получением в качестве конечного продукта высокосортной катодной

меди, которая может быть реализована как рафинированный металл по ценам Лондонской биржи металлов (Лазарев, 2002). Эксплуатационные затраты при использовании технологии «SX-EW» по сравнению с традиционными технологическими схемами снижаются более чем на 50 %, а компактность получаемого конечного продукта позволяет существенно снизить транспортные издержки. Таким образом, окисленные медные руды на Северо-Востоке России могут стать объектами экономически эффективного освоения. Как было показано нами ранее (Глухов, Тюкова, 2013), на Северо-Востоке существует потенциал выявления промышленных ресурсов меди в зонах окисления и вторичного сульфидного обогащения медно-порфировых месторождений. И прежде всего это касается Приколымья, где такая минерализация уже выявлена в пределах Право-Дуксундинского узла.

Что касается золота, то доступность рудных месторождений Приколымского поднятия достаточно высока по двум причинам. Первая – пологое залегание рудных тел на небольшой глубине, делающая возможной экономичную открытую отработку с минимальным коэффициентом вскрыши. Вторая – высокая технологичность руд. Они малосульфидные, содержат минимальное количество вредных примесей. Почти 99 % золота в них свободное, мелкое, практически полностью извлекаемое гравитационной переработкой, без дорогостоящего и опасного для окружающей среды цианирования.

Важным обстоятельством, влияющим на доступность рудных ресурсов Приколымья является их расположение в непосредственной близости от крупной транспортной артерии – р. Колымы. Навигация по ней осуществляется с июня по сентябрь, а грузоподъемность судов достигает 1000 т. Использование речного транспорта позволяет в разы, по сравнению с автотранспортом, снизить транспортные издержки.

Изо этого следует вывод, что традиционная для Северо-Востока России стратегия геологоразведочных работ, ориентированная в первую очередь на крупные и гигантские месторождения (Дудов и др., 2010) требует корректировки.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Омolonский и Приколымский террейны объединяет наличие дорифейского кристаллического субстрата (в различной степени сохранившегося), а также то, что обе эти структуры являются фрагментами Северо-Азиатского кратона или его окраины. В позднерифейско-раннепалеозойское время они развивались в пределах единого крупного шельфового бассейна. Этим сходства Омлонского массива и Приколымского поднятия исчерпываются.

Омлонский массив, начиная с рифея, представлял собой жесткую консолидированную структуру, сохранившуюся в таком виде до наших дней. Многочисленные эпохи сжатия и растяжения на протяжении фанерозоя существенно не изменили структурный рисунок массива и лишь способствовали формированию крутопадающих расколов кристаллического фундамента, ставших главными рудоконтролирующими структурами. Это благоприятствовало широкому развитию гранитоидного магматизма и формированию масштабных рудных концентраций, но сужало спектр рудных формаций и морфологических типов минерализации (только жильно-прожилковое; стратiformное отсутствует) и разнообразие рудоносных структур (только крутопадающие разломы).

Приколымское поднятие представляет собой составную надвиговую структуру, сохранявшую мобильность на всем протяжении его геологической истории, начиная с раннего протерозоя. Его архейско-раннепротерозойский кристаллический субстрат был существенно переработан более поздним тектогенезом и сохранился лишь в отдельных тектонических чешуях. Эпизоды сжатия, сопровождавшиеся складчато- и надвиговыми дислокациями, разделялись длительными эпохами медленного растяжения. Это привело, с одной стороны, к пестроте формационных и морфологических типов оруденения (широкое развитие и жильно-прожилковых, и стратiformных руд) и структур, к которым оно приурочено (круто- и пологопадающие разломы и складки), а с другой – способствовало рассеянию рудного вещества по многочисленным мелким структурам и определило малый масштаб формируемых месторождений.

Геохимические метки руд, состав стабильных состав стабильных и отношения радиогенных изотопов показывают, что рудные формации Приколымья наследуют состав вмещающих комплексов, а рудообразующие источники располагались в верхней коре. Напротив, образование минерализации Омлонского террейна происходило за счет флюида и металлов, поступивших с нижнекоровых уровней.

Все это дает основание сделать вывод, что ключевыми факторами, определяющими особенности металлогении перикратонных террейнов, являются: 1) сохранность консолидированного кристаллического фундамента, 2) характер дислоцированности – глыбовый или чешуйчато-надвиговый. Они обусловливают изменения рудообразующих обстановок, формационный состав оруденения, интенсивность рудогенеза на каждом из его этапов (накопление руд в ходе одного крупного этапа либо последовательная концентрация/диссипация в ходе многократных возобновлявшихся геологических событий).

Выявленные закономерности позволили разработать для Приколымского и Омолонского террейнов комплексы прогнозных критериев для поисков месторождений наиболее ликвидных металлов: золота, серебра, меди, свинца и цинка.

ПЕРЕЧЕНЬ УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ И СОКРАЩЕНИЙ

КВП – Кедонский вулкано-плутонический пояс

ОВП – Олойский вулкано-плутонический пояс

ОЧВП – Охотско-Чукотский вулкано-плутонический пояс

ОМ – Омолонский террейн

ПК – Приколымский террейн

САК – Северо-Азиатский кратон

УЯВП – Уяндино-Ясачненский вулкано-плутонический пояс

ЛИТЕРАТУРА

Опубликованная

1. Абрамов Б. Н. Петрогохимия и условия формирования мезозойских вулканоплутонических образований Балейского рудного узла // Литосфера. 2020. Т. 20. № 1. С.106 – 118.
2. Абрамович Г. Я., Кузьмин М. И. Металлогеня северо-западного Присаянья // Современные проблемы геохимии: материалы Всероссийского совещания. Т. 1. Иркутск: ИЗК СО РАН: 2009. С. 152 – 156.
3. Абрамович И. И. Геодинамика и мантийные корни рудных формаций. М.: МПР, Геокарт, 1998. 140 с.
4. Абрамович И. И., Клушин И. Г. Геодинамика и металлогеня складчатых областей. Л.: Недра, 1987. 247 с.
5. Аверкин Ю. А., Шарапов В. Н. Динамика тепло- и массообмена в плутоногенных гидротермальных системах. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1987. 48 с.
6. Авченко О. В. О вероятной метапелитовой природе сапфирин-шпинелевых и гранатовых жедрититов Ауланджинского блока Омолонского массива // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы IV Всероссийской конференции с международным участием. Владивосток: ДВГИ ДВО РАН, 2018. С. 141–145.
7. Авченко О. В. Петрология охотского метаморфического комплекса. М.: Наука, 1977. 95 с.
8. Авченко О. В., Лаврик С. Н. Метаморфические породы Верхнеомолонского поднятия // Тихоокеанская геология. 1993. № 2. С. 129 – 137.
9. Айриянц Е. В., Жмодик С. М., Миронов А. Г., Боровиков А. А. Золотое оруденение в кремнисто-карbonатных породах юго-восточной части Восточного Саяна // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 5. С. 497 – 510.
10. Акимова Е. Д. Петрографическая характеристика метаморфических пород междуречья Сяпякинэ и Эджекал (Приколымское поднятие) // Вестник ЯГУ. 2006. Т. 3. №3. С. 37 – 41.
11. Акинин В. В., Миллер Э. Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. Т. 19. № 3. С. 249 – 290.

12. Акинин В. В., Котляр И. Н. «ГЕОХРОН» - компьютерная база данных изотопного датирования горных пород, минералов и руд Северо-Востока России // Магматизм и оруденение Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 313 – 318.
13. Акинин В. В., Прокопьев А. В., Торо Х., Миллер Э. Л., Вуден Дж., Горячев Н. А., Альшевский А. В., Бахарев А. Г., Трунилина В. А. U-Pb-SHRIMP-возраст гранитоидов главного батолитового пояса (Северо-Восток Азии) // Доклады Российской Академии наук. Серия геологическая. 2009. Т. 426. № 2. С. 216 – 221.
14. Акинин В. В., Глухов А. Н., Котов А. Б., Альшевский А. В., Прийменко В. В., Ползуненков Г. О. Новые данные о возрасте Кедонского вулканического пояса Омolonского массива (Северо-Восток Азии) // Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы ЛП Тектонического совещания. Т. 1. М.: Геос, 2020. С. 175 – 177.
15. Акинин В. В., Жулanova И. Л. Возраст и геохимия циркона из древнейших метаморфических пород Омolonского массива (Северо-Восток России) // Геохимия. 2016. № 8. С. 675 – 684.
16. Алексеенко А. В., Коробейников С. В., Сидоров В. А. Новые данные о медно-молибден-порфировом оруденении в пределах Омolonского массива // Рудные формации Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1990. С. 157 – 162.
17. Алешин А. П., Успенский Е. И. Закономерности развития полигенной шеелитовой минерализации на золоторудном месторождении Мурунтау // Геология рудных месторождений. 1991. № 2. С. 58 – 71.
18. Амузинский В. А. Геисторический анализ рудообразования в Верхоянской металлогенической провинции // Отечественная геология. 2009. № 6. С. 3 – 14.
19. Амузинский В.А. Металлогенические эпохи и золотоносность рудных комплексов Верхоянской складчатой системы. Якутск: Изд-во ЯГУ, 2005. 248 с.
20. Антонов А. Е. Зарубежные месторождения серебра. М.: Недра, 1992. 254 с.
21. Аплонов С. В., Лебедев Б. А. Нафторудогенез. М.: Научный мир, 2010. 224 с.
22. Аристов В. В., Соловьев К. В., Орлова Г. Ю., Тихонова Н. В. Этапы золотого и серебряного рудообразования в Верхоянской складчатой области // Руды и металлы. 2004. № 3. С. 5 – 15.
23. Архипов Ю. В., Волкодав И.Г. Офиолиты и олистостромы Верхояно-Колымской складчатой системы // Тектоника Сибири. Т. XI. Строение земной коры Востока СССР в свете современных тектонических концепций. Новосибирск: Наука, 1983. С. 177 – 185.
24. Балейское рудное поле (геология, минералогия, вопросы генезиса) / Под ред. Н. П. Лаверова, Н. В. Петровской, В. А. Нарссеева, Ю. Г. Сафонова. М.: ЦНИГРИ, 1984. 271 с.

25. Баранова Ю. П., Бискэ С. Ф. Позднеплиоцен-четвертичный этап рельефообразования на Северо-Востоке СССР // Геология и геофизика. 1967. № 3. С. 3 – 11.
26. Барсуков В. Л., Серебренников В. С., Варшал Г. М., Гаранин А. В. Геохимические методы прогноза землетрясений // Геохимия. 1979. № 3. С. 323 – 344.
27. Басков Е. А., Беленицкая Г. А., Романовский С. И. Литогеодинамика осадочных бассейнов. СПб: ВСЕГЕИ, 1998. 480 с.
28. Беленицкая Г. А. Опыт мелкомасштабного литогеодинамического районирования и картирования осадочного чехла территории России // Литосфера. 2007. № 5. С. 3 – 37.
29. Беленицкая Г. А. Тектонические аспекты пространственного и временного распределения соленосных бассейнов мира // «Электронное научное издание. Альманах Пространство и Время». 2013. Т. 4. Вып. 1. http://j-spacetime.com/actual%20content/t4v1/2227-9490e-aprov_e-ast4-1.2013.22.php
30. Белый В. Ф. Геология Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 76 с.
31. Бергман И. А. Железисто-кремнистый рудогенез раннего докембрая. М.: ВИМС, 2013. 343 с.
32. Бергман И. А. Железистые кварциты в Омolonском кристаллическом массиве // Региональная геология и металлогения. 2012. № 49. С. 107 – 112.
33. Бетехтин А. Г. О причинах движения гидротермальных растворов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 457 – 478.
34. Беус В. А. Возраст и геолого-петрохимические особенности метаморфических ортопород Приколымского докембрийского комплекса // Региональная геодинамика и стратиграфия Азиатской части СССР. Л.: ВСЕГЕИ, 1992. С. 65 – 85.
35. Беус В. А. Дорифейские гранитоиды Приколымского поднятия // Отечественная геология. 1993. № 10. С. 62–68.
36. Беус В.А., Миледин А.К. Новые данные о возрасте метаморфического комплекса Приколымского поднятия // Доклады АН СССР. 1990. Т. 311. № 4. С. 925 – 928.
37. Бибикова Е. В. Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. М.: Наука, 1989. 168 с.
38. Бибикова Е. В., Макаров В. А., Грачева Т. В., Сеславинский Т. Б. Возраст древнейших пород Омolonского массива // Доклады Академии Наук СССР. 1978, Т. 241. № 2. С. 434 – 436.

39. Билибин Ю. А. Локализация золотоносности в связи с тектоникой Северо-Востока // Проблемы советской геологии. 1937. Т. 7. № 5 – 6. С. 410 – 428.
40. Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М.: Госгеолтехиздат, 1955. 88 с.
41. Билибина Т. В., Дашкова А. Д., Донаков В. И. Геологические формации и металлогенез Алданского щита. Л.: Недра, 1976. 340 с.
42. Бирюков А. А. Месторождение Тый-Юрья – новый золоторудный объект на Приколымском террейне // Чтения памяти академика К.В. Симакова. Материалы докладов Всероссийской научной конференции. Магадан: ИП Жарикова Т.П., 2017. С. 76 – 78.
43. Бирюков А. А. Минералого-генетические аспекты золоторудных объектов в пределах Глухаринского рудно-rossыпного узла // Научная молодежь - Северо-Востоку России. Материалы VII Межрегиональной конференции молодых ученых. Магадан: ООО «Типография», 2018. С. 6 – 11.
44. Бирюков А. А., Волков А. В., Мурашов К. Ю., Сидоров А. А. Особенности рудообразования месторождений золота Глухаринского рудного узла (Приколымский террейн) // Доклады Академии Наук. 2019. Т. 484. № 1. С. 66 – 70.
45. Бирюков А. А., Михалицына Т. И., Фомина М. И. Геологическое строение и минералого-петрографическая характеристика рудопроявления Темный // Чтения памяти акад. К. В. Симакова: Материалы докладов Всероссийской научной конференции. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2013. С. 77 – 79.
46. Богданов Н. А. Тектоническое развитие в палеозое Колымского массива и Восточной Арктики. Труды ГИН АН СССР. Вып. 99. М.: 1963. 235 с.
47. Богданов Н. А., Филатова Н. И. Строение и геодинамика активных окраин континентов // Литосфера. 2001. № 1. С. 32 – 49.
48. Бойцов В. Е. Золоторудные и золото-урановые месторождения Центрального Алдана // Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. Том 2: Стратегические виды рудного сырья. М.: ИГЕМ РАН, 2006. С. 215 – 240.
49. Бойцов В. Е., Верчеба А. А., Пилипенко Г. Н., Жданов А. В. Металлогеническое районирование Центрально-Алданского рудного района Республики Саха (Якутия) // Известия Высших учебных заведений. Геология и разведка. 2010. № 5. С. 23 – 32.
50. Болдырев М. В., Яранцева Л. М. Хивачское рудное поле – один из нетрадиционных для Северо-Востока типов серебро-полиметаллического оруденения // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 27. Магаданская книжная издательство, 1991. С. 276 – 278.

51. Борисенко А. С., Оболенский А. А., Лебедев В. И. Основные черты генетических моделей эпимеральных серебряных месторождений // Построение моделей рудообразующих систем. Новосибирск: Наука, 1987. С. 107 – 118.
52. Борисенко А. С., Павлова Г. Г., Оболенский А. А. Серебро-сурьмяная рудная формация. Часть 1: Геология, минералогия, эндогенная зональность оруденения. Новосибирск: Наука. 1992. 189 с.
53. Борисов М. В. Геохимические и термодинамические модели жильного гидротермального рудообразования. М: Научный мир, 2000. 360 с.
54. Булгакова М. Д. Литология ордовикских отложений Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1986. 174 с.
55. Булгакова М. Д. Ранний-средний палеозой Северо-Востока СССР (седimentологический анализ). Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1991. 104 с.
56. Буляков Г. Х., Леушина В. И. Применение графиков распределения содержания по вертикали при отработке россыпей // Колыма. 1981. № 2. С. 33 – 35.
57. Буряк В. А. Метаморфогенно-гидротермальный тип промышленного золотого оруденения. Новосибирск: Наука, 1975. 46 с.
58. Буслов М. М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. С. 66 – 90.
59. Буслов М. М. Террейновая тектоника Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 3. С. 641 – 665.
60. Вагина Е. А. Изотопный состав серы сульфидов золотого месторождения Чертово Корыто (Патомское нагорье) // Вестник Томского государственного университета. 2011. № 353. С. 195 – 198.
61. Вадковский В. И. Субвертикальные скопления гипоцентров землетрясений – «сейсмические гвозди» // Вестник ОНЗ РАН. 2012. Т. 4. NZ1001, doi: 10.2205/2012NZ000110, 2012.
62. Варнавский В. Г. Алдано-Майский осадочный бассейн (юго-восток Северо-Азиатского кратона): палеоструктура чехла, нефтегазоносность // Тихоокеанская геология. 2017. Т. 36. № 4. С. 85 – 98.
63. Варнавский В. Г., Кузнецов В. Е. Область рифей-венд-кембрийского седimentогенеза юго-восточной окраины Северо-Азиатского кратона: геолого-структурное положение, районирование // Тихоокеанская геология. 2011. Т. 30. № 5. С. 67 – 79.

64. Василенко В. П., Глухов А. Н. Минеральные ассоциации метасоматитов участка Глухариный и их поисковое значение // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. Т.2. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. С. 153 – 156.
65. Ващилов Ю. Я. Глубинная структура, геодинамика и геокинематика Северо-Востока России // Структура и геокинематика литосферы Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1993. С. 19 – 43.
66. Ващилов Ю. Я., Кабак И. Б., Котляр И. Н., Сахно О. В., Зимникова Т. П., Гайдай Н.К., Цветкова Л. Н. Особенности глубинного строения и вещественного состава пород некоторых золоторудных проявлений и месторождений Омolonского массива // Глубинная тектоника и вопросы сейсмологии, металлогении, нефтегазоносности Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1999. С. 103 – 143.
67. Вельдяков Ф. Ф., Иванов В. А., Песков Е. Г., Рябов А. В. Основные особенности тектоники и истории развития Охотского массива // Тектоника Сибири. Том V. Тектоника складчатых областей Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1970. С. 82 – 90.
68. Верниковский В. А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НЦ ОИГГМ, 1996. 202 с.
69. Верниковский В. А., Верниковская А. Е., Метелкин Д. В. Древний вулканизм зоны взаимодействия Палеоазиатский океан – Сибирский палеоконтинент: геотектонические обстановки и палеогеодинамические реконструкции // Вулканализм и геодинамика: Материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009. Т. 1. С. 3 – 4.
70. Викентьев И. В., Мансуров Р. Х., Иванова Ю. Н., Тюкова Е. Э., Соболев И. Д., Абрамова В. Д., Выхристенко Е. И., Хубанов В. Б., Трофимов А. П., Грознова Е. О., Двуреченская С. С., Кряжев С. Г. Золото-порфиральное Петропавловское месторождение (Полярный Урал): геологическая позиция, минералогия и условия образования // Геология рудных месторождений. 2017. Т. 59. № 6. С. 501 – 541.
71. Власов Г. М., Мишин Л. Ф. Геотектоническая теория и магматогенно-рудные системы. М.: Наука, 1992. 230 с.
72. Водовозов В. Ю., Диценко А. Н., Песков А. Ю. Траектория кажущейся миграции полюса Сибирского кратона для конца палеопротерозоя – начала мезопротерозоя // Современное состояние наук о Земле. Материалы международной конференции, посвященной памяти В.Е. Хайна. М.: Изд-во МГУ. 2011. С. 367 – 372.

73. Воеводин В. Н. Прогнозная оценка вольфрамоносности Верхнего Приколымья и геолого-экономические аспекты создания минерально-сырьевой базы по вольфраму // Колыма. № 10. 1988. С. 16 – 18.
74. Воеводин В. Н. О рудно-формационном анализе // Тихоокеанская геология. 1989. № 1. С. 96 – 104.
75. Вознесенский С. Д., Абрамович И. И., Маннафов Н. Г. Палеогеодинамическая реконструкция Охотско-Колымского региона // Геология и минерагения Северо-Востока Азии. Тезисы докладов X сессии СВО МО РАН. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1999. С. 7 – 9.
76. Волков А. В., Савва Н. Е., Мурашов К. Ю. Геохимические особенности руд Прогнозного месторождения (Хивачский выступ Омоловского массива) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. Материалы VIII Всероссийской научно-практической конференции. Якутск: Издательство СВФУ, 2018. С. 30 – 32.
77. Волков А. В., Прокофьев В. Ю., Савва Н. Е., Колова Е. Е. Геохимические особенности рудообразующего флюида палеозойского Au-Ag эпимерального месторождения Ольча (Северо-Восток России) // Доклады Академии Наук. 2013. Т. 450. № 1. С. 71 – 75.
78. Волков А. В., Савва Н. Е., Сидоров В. А., Сидоров А. А. Металлогения золота и серебра Кедонского (D_{2-3}) вулканоплутонического пояса (Северо-Восток России) // Доклады Академии Наук, 2011. Т. 439. №. 5. С. 633 – 640.
79. Волков А. В., Сидоров А. А., Савва Н. Е., Прокофьев В. Ю., Колова Е. Е., Мурашов К. Ю., Земская М. И. Особенности эпимерального рудообразования в Кедонском палеозойском вулканоплутоническом поясе Северо-Востока России, по данным геохимических исследований Au-Ag оруденения // Вулканология и сейсмология. 2016. № 6. С. 3 – 21.
80. Волкодав И. Г., Ян-Жин-Шин В. А. Некоторые особенности тектоники металлогении и истории развития Южного Верхоянья // Современные тектонические концепции и региональная тектоника Востока СССР: тезисы докладов XIII сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1980. 214 – 218.
81. Вольфсон Ф. И., Яковлев П. Д. Структуры рудных полей и месторождений. М.: Недра, 1975. 271 с.
82. Восточная Сибирь // Геология и полезные ископаемые России: В 6 томах. Т. 3. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002. 396 с.
83. Габлина И. Ф., Малиновский Ю. М. Периодичность меденакопления в осадочной оболочке Земли // Литология и полезные ископаемые. 2008. № 2. С. 155 – 173.
84. Гагиев М. Х. Стратиграфия девона и нижнего карбона Приколымского поднятия (Северо-Восток Азии). Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2009. 290 с.

85. Гагиев М.Х., Ткаченко В.И. Кембрий Северо-Востока России // Очерки по стратиграфии Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 43–56.
86. Гагиев М. Х., Шульгина В. С., Гагиева А. М. Новые данные по стратиграфии палеозоя юга Омоловского массива // Очерки по стратиграфии Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 57 – 97.
87. Гагиев М. Х., Шульгина В. С., Смирнова Л. В. Разрез девона и нижнего карбона северо-восточной части Приколымского поднятия // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 27. 1991. С. 108 – 121.
88. Гагиева А. М. Эндогенные события в позднедокембрийской и палеозойской истории Омоловского массива: сопоставление геологических и геохронометрических данных. Автореферат дисс. канд. геол.-мин. наук. Магадан, 2013. 24 с.
89. Гагиева А. М. Интрузивный базитовый магматизм в позднедокембрийской истории Омоловского массива // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2011. № 3. С. 18 – 28.
90. Гагиева А. М. Среднепалеозойский вулканизм Омоловского массива (Северо-Восток Азии): особенности химического состава и проблемы геодинамической интерпретации // Вестник ОНЗ РАН. Т. 6. NZ2001. doi:10.2205/2014NZ000122, 2014.
91. Гагиева А. М., Жуланова И. Л. Геохронометрия среднепалеозойских вулканитов Омоловского массива: сопоставление K-Ar, Rb-Sr, U-Pb данных геологическая интерпретация (Северо-Восток Азии) // Тихоокеанская геология. 2011. Т. 30. № 3. С. 3 – 19.
92. Гамянин Г. Н. Минералого-генетические аспекты золотого оруденения Верхояно-Колымских мезозоид. М.: Геос, 2001. 222 с.
93. Гамянин Г. Н., Горячев Н. А. Изотопно-геохимические исследования золоторудно-магматических систем // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии. Материалы IV регионального петрографического совещания по Северо-Востоку России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 136 – 140.
94. Ганелин А. В., Луцицкая М. В., Маскаев М. В., Травин А. Состав и условия формирования вулканитов Индигирского разреза Уяндино-Ясачненской вулканической дуги // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. Материалы X Всероссийской конференции с международным участием. Якутск: Издательский дом СВФУ, 2020. С. 38 – 42.
95. Ганелин А. В., Луцицкая М. В., Маскаев М. В. U-Th-Pb (SIMS)-возраст и условия формирования вулканитов Индигирского разреза Уяндино-Ясачненского вулканического пояса (Северо-Восток Азии) // Доклады Российской Академии Наук. Науки о Земле. 2021. Т. 496. № 1. С. 11–16.

96. Гедько М. И. Уяндино-Ясачненская позднеюрская островная дуга (Северо-Восток СССР) // Геотектоника. 1988. № 3. С. 88 – 100.
97. Гельман М. Л., Терехов М. И. Новые данные о докембрийском кристаллическом комплексе Омоловского массив // Метаморфические комплексы Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973. С. 66 – 73.
98. Генетические модели эндогенных рудных формаций (предисловие). Т. 1. Новосибирск: Наука, 1983. 184 с.
99. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1 – 2. 981 с.
100. Геологический словарь. В 3-х томах. Т. 1. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010. 432 с.
101. Геология СССР. Т. XXX. Северо-Восток СССР. Геологическое строение. Книга 1. М.: Недра, 1970. 548 с.
102. Геология СССР. Т. XXX. Северо-Восток СССР. Геологическое строение. Книга 2. М.: Недра, 1970. 536 с.
103. Геология СССР. Т. XXX. Северо-Восток СССР (Магаданская область и Охотский район Хабаровского края). Полезные ископаемые. М.: Недра, 1983. 263 с.
104. Герцева М. В., Лучицкая М. В., Сысоев И. В., Соколов С. Д. Этапы формирования Главного батолитового пояса Северо-Востока России: U-Th-Pb SIMS и Ar-Ar геохронологические данные // Доклады Российской Академии Наук. Науки о Земле. 2021. Т. 499. № 1. С. 5 – 10.
105. Гзовский М. В. Основы тектонофизики М.: Наука, 1975. 536 с.
106. Глухов А. Н. Золото-серебряное оруденение Центрального Приколымья // Отечественная геология. 2009. № 1. С. 35 – 43.
107. Глухов А. Н. Магматические ассоциации и металлогения Хурчан-Оротуканской рифтогенной структуры (Северо-Восток России) // Руды и металлы. 2009. № 5. С. 12 – 17.
108. Глухов А. Н. Геологическое строение и состав руд золоторудного месторождения Надежда // Отечественная геология. 2013. № 4. С. 7 – 17.
109. Глухов А. Н. Геохимическая специализация верхнепротерозойских комплексов Приколымского террейна // Тихоокеанская геология. 2014. Т.33. № 3. С. 29 – 38.
110. Глухов А. Н. Медное и полиметаллическое оруденение Приколымского террейна и его генетическая типизация // Литосфера. 2019. Т. 19. № 5. С. 717 – 730.
111. Глухов А. Н. К вопросу о геолого-генетической типизации архейских золоторудных месторождений // Руды и металлы. 2020. № 3. С. 11 – 21.

112. Глухов А. Н., Бирюков А. А., Акинин В. В., Ползуненков Г. О., Травин А. В. Первые Ar-Ar данные о возрасте золотых руд Приколымского террейна // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России [электронный ресурс]: материалы XII Всероссийской научно-практической конференции, посвященной 65-летию Института геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения РАН, 23–25 марта 2022 г. Якутск: Издательский дом СВФУ, 2022. С. 176 – 177 с.
113. Глухов А. Н., Гладков А. С., Кошкарев Д. А., Лунина О. В. Тектонофизические критерии геодинамической эволюции Приколымского террейна (Северо-Восток России) // Геодинамика и тектонофизика. 2012. Т. 3. № 4. С. 361–375.
114. Глухов А. Н., Калинин Ю. А., Буляков Г. Х. Коры выветривания Глухаринского рудно-rossыпного узла (Приколымское поднятие, Северо-Восток Азии) и их золотоносность // Литология и полезные ископаемые. 2020. № 5. С. 1 – 24.
115. Глухов А. Н., Прийменко В. В., Фомина М. И., Акинин В. В. Металлогенesis Конгинской зоны Омолонского террейна (Северо-Восток Азии) // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. 2021. № 2. С. 3 – 16.
116. Глухов А. Н., Савва Н. Е., Буляков Г. Х., Фомина М. И., Бирюков А. А. Самородное золото в рудах и россыпях Глухаринского узла, Магаданская область // Руды и металлы. 2018. № 2. С. 55 – 64.
117. Глухов А. Н., Савва Н. Е., Колова Е. Е. Вещественный состав и генезис золотых руд месторождения Надежда, Магаданская область // Руды и металлы. 2016. № 4. С. 60 – 71.
118. Глухов А. Н., Тюкова Е. Э. Геолого-генетические особенности Ороекского рудопроявления медистых сланцев (Приколымский террейн, Северо-Восток России) // Отечественная геология. 2020. № 1. С. 52 – 63.
119. Глухов А. Н., Тюкова Е. Э. Перспективы развития минерально-сырьевой базы меди Магаданской области // Руды и Металлы. 2013. № 5. С. 21 – 33.
120. Глухов А. Н., Фомина М. И. Новые данные о стратиформной полиметаллической минерализации в карбонатных толщах Приколымского террейна // Отечественная геология. 2015. № 3. С. 37 – 44.
121. Глухов А. Н., Прийменко В. В., Котов А. Б., Фомина М. И., Сальникова Е. Б., Михалицина Т. И., Ползуненков Г. О. Золото-серебряное эпiterмальное месторождение Нижний Биркачан (Омолонский массив, Северо-Восток России): геологическое строение, минералогия руд, возраст // Вулканология и сейсмология. 2023. № 4. С. 1 – 16.
122. Голубев В. С. Динамика геохимических процессов. М.: Недра, 1981. 208 с.

123. Гончаров В. И., Сидоров А. А. Термобарогеохимия вулканогенного рудообразования. М.: Наука, 1979. 208 с.
124. Гордиенко И. В. Геодинамическая эволюция подних байкалид и палеозойд складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 53 – 70.
125. Гордиенко И. В., Кузьмин М. И. Геодинамика и металлогенез Монголо-Забайкальского региона // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11. С. 1545 – 1562.
126. Гордиенко И. В., Рошектаев П. А., Гороховский Д. В. Окинский рудный район Восточного Саяна: геологическое строение, структурно-металлогеническое районирование, генетические типы рудных месторождений, геодинамические условия их образования и перспективы освоения // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58. № 5. С. 405 – 429.
127. Горошко М. В., Малышев Ю. Ф., Кириллов В. Е. Металлогенез урана Дальнего Востока России. М.: Наука, 2006. 372 с.
128. Горячев Н. А. Геология мезозойских золото-кварцевых жильных поясов Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 210 с.
129. Горячев Н. А. Жильный кварц золоторудных месторождений Яно-Колымского пояса. Владивосток: ДВО РАН, 1992. 136 с.
130. Горячев Н. А. Происхождение золото-кварцевых жильных поясов Северной Пацифики. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. 143 с.
131. Горячев Н. А. Золоторудообразующие системы орогенных поясов // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. 2006. № 1. С. 2 – 16.
132. Горячев Н. А., Егоров В. Н. Раннепалеозойское золото-кварцевое оруденение юга Омолонского массива // Проблемы геологии и металлогенеза Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. Т. 2. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. С. 165 – 167.
133. Горячев Н. А., Егоров В. Н., Савва Н. Е., Кузнецов В. М., Фомина М. И., Рожков П. Ю. Геология и металлогенез фанерозойских комплексов юга Омолонского массива. Владивосток: Дальнаука, 2017. 312 с.
134. Горячев Н. А., Жилин К. И. Самородное золото одного из районов Центрального Приколымья//Полезные ископаемые Якутии. Бюллетень научно-технической информации. Якутск: Яф СО АН СССР, 1983. С. 15 – 16.
135. Грабежев А. И., Сотников В. И., Чащухина В. А. Изотопный состав серы сульфидов медно-порфировых месторождений Урала // Геохимия. 1989. № 10. С. 1508 – 1511.

136. Гребенников А. В., Ханчук А. И. Геодинамика и магматизм трансформных окраин тихоокеанского типа: основные теоретические аспекты и дискриминантные диаграммы // Тихоокеанская геология. 2021. Т. 40. № 1. С. 3 – 24.
137. Гринберг Г. А. Докембрий Охотского массива. М.: Наука, 1968. 187 с.
138. Гринберг Г. А., Гусев Г. С., Бахарев А. Г. Тектоника, магматические и метаморфические комплексы Колымо-Омолонского массива. М.: Наука, 1981. 359 с.
139. Гриненко В. А., Иванова Г. Ф., Хелль Р. Изотопный состав серы сульфидов стратифицированного шеелитового месторождения Фелбертал (Австрия) // Геохимия. 1988. № 5. С. 621 – 632.
140. Гриненко О. В., Сергеенко А. И., Белолюбский И. Н. Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Северо-Востока России // Отечественная геология. 1997. № 8. С. 14 – 20.
141. Гричук Д. В. Термодинамические модели субмаринных гидротермальных систем. М.: Научный мир, 2000. 299 с.
142. Гуменюк В. А., Болдырев М. В., Петров А. П. Структурные факторы локализации мелового оруденения в активизированных структурах Омолонского массива // Генетические, формационные и промышленные типы оруденения в вулканических поясах. Тезисы докладов совещания «Научные принципы прогнозирования эндогенного оруденения в Восточно-Азиатских вулканических поясах СССР» (Хабаровск, 3–5 октября 1988 г.). Хабаровск, 1988. С. 73 – 77.
143. Гундобин Г. М., Захаров М. Н., Смирнов В. Н., Кравцова Р. Г. Новые данные по геохронологии магматических формаций Эвенской вулканической зоны Охотско-Чукотского пояса и связанной с ними рудной минерализации // Геохронология гранитоидов Монголо-Охотского пояса. М.: Наука, 1980. С. 145 – 156.
144. Гурьянов В. А., Песков А. Ю. Улканская палеорифтовая структура: особенности развития, геодинамическая обстановка (юго-восточное обрамление Сибирской платформы) // Региональная геология и металлогения. 2015. № 62. С. 57 – 63.
145. Гурьянов В. А., Горошко М. В. Улканская и Билякчанская палеорифтовые структуры юго-востока Сибирской платформы: основные черты сходства и отличия // Вулканализм и геодинамика: Материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009. Т. 1. С. 332 – 335.
146. Гусев Г. М. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозоид. М.: Наука, 1979. 208 с.

147. Давыдов Ю. В. Металлогенические этапы формирования стратиформного оруденения Якутии // Отечественная геология. 1997. № 9. С. 12 – 15.
148. Давыдов Ю. В. Бифациальная генетическая модель стратиформных месторождений Якутии // Отечественная геология. 2001. № 5. С. 73 – 76.
149. Давыдов Ю. В. Эпигенез карбонатных пород в системе «рудная залежь – вмещающие породы» на стратиформных свинцово-цинковых месторождениях (Саха-Якутия) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 3. С 427 – 434.
150. Давыдов Ю. В., Чиряев А. Г., Костин А. В., Соболев А. Е. Стратиформное оруденение Якутии (свинец, цинк, медь) // Стратиформное оруденение Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1988. С. 5 – 24.
151. Данилов И. Д. Развитие континентальной окраины Северной Евразии в позднем кайнозое // Геология и геоморфология шельфов и материковых склонов. М.: Наука, 1985. С. 48 – 57.
152. Данилов В. Г., Ставский А. П. Стратиграфия и литология Уяндино-Ясачненского вулканического пояса (Северо-Восток СССР) // Бюлл. Моск. Общ. Испытат. Природы. Отд. геол. 1984. Т.59. Вып. 1. С. 44 – 56.
153. Дворник Г. П. Серицит-микроклиновые метасоматиты и золотое оруденение Рябинового рудного поля (Алданский щит) // Литосфера. 2009. № 2. С. 56 – 66.
154. Дегтярев К. Е., Ковач В. П., Третьяков А. А., Котов А. Б., Ван К. Л. Возраст и источники докембрийских циркон-рутиловых россыпей Кокчетавского кристаллического массива (Северный Казахстан) // Доклады Академии Наук. 2015. Т. 464. № 5. С. 584 – 588.
155. Дегтярев К. Е., Ярмолюк В. В. Докембрийские террейны Центрально-Азиатского орогенного пояса: сравнительная характеристика, типизация, особенности тектонической эволюции // Проблемы тектоники континентов и океанов. Материалы LI Тектонического совещания. М.: Геос, 2019. С. 179 – 177.
156. Денисенко В. К., Лобков В. Л., Гапошин И. Г., Кутырева М. Ф. Стратиформные редкометалльные месторождения. Л.: Недра, 1986. 231 с.
157. Диценко А. Н., Куренков С. А., Руженцев С. В., Симонов В. А., Лубнина Н. В., Кузнецов Н. Б., Аристов В. А., Борисенок Д. В. Тектоническая история Полярного Урала. Тр. ГИН РАН. Вып. 531. М.: Наука, 2001. 191 с.
158. Димитров Р., Кольковски Б., Манков С. Рудные формации Родопского срединного массива // Условия образования рудных месторождений. Труды IV Симпозиума МАГРМ. М.: Наука, 1986. С. 121–131.

159. Добрецов Н. Л., Буслов М. М., Жимулев Ф. И., Травин А. В., Заячковский А. А. Венд-раннеордовикская геодинамическая эволюция и модель эксгумации пород сверхвысоких и высоких давлений Кокчетавской субдукционно-коллизионной зоны // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. С. 428 – 444.
160. Добровольская М. Г. Генетические особенности свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах и скарнах // Построение моделей рудообразующих систем. Новосибирск: Наука, 1987. С. 141–151.
161. Добровольская М. Г. Свинцово-цинковое оруденение (рудные формации, минеральные парагенезисы, особенности рудообразования). М.: Наука, 1989. 236 с/
162. Добровольская М. Г., Разин М. В., Прокофьев В. Ю. Золоторудное месторождение Лебединое (Центральный Алдан): минеральные парагенезисы, стадии и условия образования // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58. № 4. С.346 – 366.
163. Донец А. И., Тихонов В. С. Гидродинамическая модель рудообразующих систем стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах // Руды и металлы. 2001. № 6. С. 65 – 72.
164. Дылевский Е. Ф., Симаков К. В., Шевченко В. М. Позднемезозойские магматические формации Омоловской глыбы // Магматизм Северо-Востока СССР. Тезисы докладов Первого Северо-Восточного петрографического совещания. Магадан, 1968. С. 54 – 56.
165. Дылевский Е. Ф. Меловые вулканогенные образования Омоловского массива и их петрохимические особенности // Вопросы геологии срединных массивов Северо-Востока СССР. Магадан, 1977. Вып. 77. С. 104 – 119.
166. Дылевский Е. Ф. Позднемезозойские гранитоидные ассоциации северо-восточной части Омоловского срединного массива // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 25. Магадан: Книжное изд-во, 1980. С. 38 – 47.
167. Дылевский Е. Ф. Колчеданоносность вулканических ассоциаций (на примере вулканических комплексов центральных районов Северо-Востока России) // Стратиформное оруденение осадочных и осадочно-вулканогенных формаций Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1996. С. 61 – 81.
168. Дылевский Е .Ф. Айэнэнский интрузив и особенности его щелочных сиенитов // Магматизм и оруденение Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 108 – 134.
169. Егоров В. Н. Строение, магматизм и металлогения среднего палеозоя юга Омоловского массива (Магаданская область). Автореферат дисс. канд. геол.- мин. наук. Магадан, 2004. 36 с.

170. Ермолаев А. Н., Перелыгин В. П., Стеценко С. Г., Флициян Е. С. Новый аспект процесса становления стратиформных свинцово-цинковых руд // Геохимия. 1990. № 2. С. 195 – 205.
171. Ершова В. Б., Худолей А. К., Прокопьев А. В. Реконструкция питающих провинций и тектонических событий в карбоне в северо-восточном обрамлении Сибирской платформы по данным U-Pb датирования обломочных цирконов // Геотектоника. 2013. № 2. С. 32 – 41.
172. Еханин А. Г., Смагин А. Н., Парначев В. П., Буторин Л. И. Некоторые аспекты металлогенеза Предивинского террейна Ангаро-Канской части Енисейского кряжа (левобережье р. Енисей) // Вестник Томского государственного университета. 2008. № 308. С. 186 – 189.
173. Жарков М. А. Эволюция образования осадочных полезных ископаемых // Эволюция геологических процессов в истории Земли. М.: Наука, 1993. С. 128 – 134.
174. Жатнуев Н. С. Трансмантийные (интрапеллурические флюиды): новая модель плюмов и плюмового магматизма // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 8. С. 1445 – 1454.
175. Животнев А. Я., Литовкин З. И. Структурная позиция Ирбычанского рудопроявления // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. 1977. № 23. Кн.1. С. 162 – 167.
176. Жилин К. И., Горячев Н. А. Минералого-геохимические признаки связи погребенных россыпей золота с коренными источниками и их поисковое значение (на примере одного из районов Северо-Востока СССР) // Мезозойское и кайнозойское россыпнеобразование в восточных районах СССР. Труды ЦНИГРИ. Вып. 181. М, 1984. С. 46 – 49.
177. Жимулев Ф. И., Буслов А. В., Травин А. В., Дмитриева Н. В., Де Граве Й. Раннесреднеордовисская покровно-чешуйчатая структура зоны сочленения Кокчетавского НР-УНР метаморфического пояса и Степнякской палеоостроводужной зоны (Северный Казахстан) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. С. 138 – 157.
178. Жмодик С. М., Постников А. А., Буслов М. М., Миронов А. Г. Геодинамика Саяно-Байкало-Муйского аккреционно-коллизионного пояса в неопротерозое. раннем палеозое, закономерности формирования и локализации благороднометалльного оруденения // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 183 – 197.
179. Жулanova И. Л. Земная кора Северо-Востока Азии в докембрии и фанерозое. М.: Наука, 1990. 304 с.
180. Жулanova И. Л. О связи железных руд Омоловского массива с протерозойской деструкцией его фундамента // Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогенез: тезисы докладов. Новосибирск: 1983. С. 56 – 57.

181. Жуланова И. Л., Сукач В. В., Третьякова Н. И. Верхнеомолонский гнейсовый овал как гомолог Среднеднепровской гранит-зеленокаменной области: геодинамические следствия в свете сходства и различия // Геохронология и геодинамика раннего (3,6 –1,6 Ma) докембрая Евразии. Материалы международной конференции. Киев, 2014. С. 41 – 42.
182. Зайцев А. И., Костин А. В. Источники свинца серебряных и серебросодержащих месторождений основных геолого-промышленных типов Северо-Востока России // Серебряное оруденение Якутии (сборник научных статей). Якутск. Изд-во СО РАН. 1999. С. 13 – 27.
183. Заможняя Н. Г., Сулейманов А. К., Пийп В. Б. Обработка и интерпретация первых волн ОГТ и КМПВ // Структура и строение земной коры Магаданского сектора России по геолого-геофизическим данным. Новосибирск: Наука, 2007. С. 65 – 72.
184. Захаров А. А., Зуев М. В. Скарны Охотского массива и их рудоносность // Тихоокеанская геология. 1988. № 3. С. 87 – 96.
185. Зеленова О. И., Комарова Г. В. Постседиментационные изменения красноцветных континентальных отложений в различных гидрогеологических условиях // Континентальный и прибрежно-морской литогенез. Сб. статей. Новосибирск: Институт геологии и геофизики СО АН СССР, 1977. С. 89 – 94.
186. Знаменский С. Е., Знаменская Н. М. Рудовмещающие транстенсивные дуплексы золото-кварцевых и золото-сульфидных месторождений Южного Урала // Литосфера, 2011. № 1. С. 94 – 105.
187. Золоев К. К., Додин Д. А., Коротеев В. А., Межеловский Н. В., Морозов А. Ф., Чернышов Н. М., Душин В. А., Левин В. Я., Петров Г. А., Савельева Г. Н. Тектоника и металлогения Урала на примере территории проектируемого транспортного коридора «Урал промышленный – Урал Полярный» // Литосфера. 2007. № 1. С. 3 – 31.
188. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Наташов Л. М. Тектоника литосферных плит территории СССР. В двух книгах Кн. 1. М.: Недра, 1990. 328 с.
189. Ибламинов Р. Г. Минерагения (основы минерагеодинамики). Пермь: Изд-во Пермского гос. нац. исслед. ун-та, 2015. 322 с.
190. Иванкин П. Ф., Назарова Н. И. Методика изучения рудоносных структур в терригенных толщах. М.: Недра, 1988. 254 с.
191. Иванов О. А. Основные этапы развития субарктических равнин Северо-Востока СССР в кайнозое // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л.: Гидрометеоиздат, 1970. С. 474 – 479.
192. Иванов О. Н. Верхний докембрий Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1995. 45 с.

193. Иванова Г. Ф., Копнева Л. А., Хелль Р. Исследование флюидных включений в минералах стратифицированного шеелитового месторождения Фелбертал (Австрия) // Геохимия. 1989. № 6. С. 785 – 797.
194. Игумнова Н. С., Диман Е. Н., Кокин А. В., Толмачев М. А. Минералого-геохимические особенности одного из золоторудных месторождений Центрального Алдана // Минералого-геохимические особенности рудных месторождений Восточной и Южной Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1981. С. 67 – 92.
195. Иконникова Т. А., Дубинина Е. О., Сароян М. Р., Чугаев А. В. Изотопный состав кислорода жильного кварца и вмещающих пород на месторождении Сухой Лог (Россия) // Геология рудных месторождений. 2009. Т. 51. № 6. С. 560 – 567.
196. Ильин А. В. О южном шельфе Сибирского континента в позднем докембрии и кембрии // Геология и геофизика. 1979. № 8. С. 10 – 19.
197. Казаков А. А., Полуаршинов Г. П., Янбухтин Т. К. О границах Чешского срединного массива и его тектонических единицах // Геотектоника. 1981. № 2. С. 39 – 47.
198. Калинин А. И., Константинов М. М., Стружков С.Ф. Геологическое строение месторождения Ольча, Омолонский массив // Руды и металлы. 2002. № 4. С. 41 – 47.
199. Калинин Ю. А. Золотоносные коры выветривания юга Сибири. Новосибирск: «Гео», 2006. 339 с.
200. Кара Т. В. Новые данные о возрасте магматических комплексов Алазейско-Олойской складчатой системы (Западная Чукотка) // Тихоокеанская геология. 2018. Т. 37. № 6. С. 107 – 115.
201. Кара Т. В., Лучицкая М. В., Катков С. М., Белоусова Е. А. Позднеюрско-раннемеловая вулкано-плутоническая ассоциация Олойского пояса Западной Чукотки: уран-свинцовые SIMS и LA-ICP-MS данные // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. 2019. Т. 64. № 3. С. 421 – 433.
202. Кисляков Я. Н., Щеточкин В. Н. Гидрогенное рудообразование. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2000. 608 с.
203. Кичигин Л. Н. Роль вулканизма в мезозойской тектонике Центрального Алдана // Советская геология. 1979. № 8. С. 97 – 101.
204. Ковалев А. А., Леоненко Е. И. Металлогенез коротких систем спреддинга в связи с трансформными разломами (пул-апарт бассейнов). В кн.: Основы металлогенического анализа при геологическом картировании. М.: Геокарт, 1995. С. 74 – 107.
205. Коваленкер В. А., Борисенко А. С., Прокофьев В. Ю., Сотников В. И., Боровиков А. А., Плотинская О. Ю. Золотоносные порфириово-эпимеральные рудообразующие системы:

особенности минералогии руд, флюидный режим, факторы крупномасштабного концентрирования золота // Актуальные проблемы рудообразования и металлогении. Тезисы докладов Международного совещания. Новосибирск: Академическое издательство «Геос», 2006. С. 103 – 104.

206. Козаков И. К., Kroner A., Kovach В. П. Ранненеопротерозойский этап в формировании фундамента Дзабханского террейна восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии: IX Косыгинские чтения: материалы Всероссийской конференции, 13 – 15 сентября 2016. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2016. С. 35 – 37.

207. Козаков И. К., Kovach В. П., Бибикова Е. В., Кирнозова Т. И., Лыхин Д. А., Плоткина Ю. В., Толмачева Е. В., Фугзан М. М., Эрдэнэжаргал Ч. Позднерифейский этап формирования кристаллических комплексов Дзабханского микроконтинента: геологические, геохронологические и Nd-изотопно-геохимические данные // Петрология. 2014. Т. 22. № 5. С. 516 – 545.

208. Кокин А. В. Оценка перспективности рудных объектов (теория и практика). Ростов-на-Дону: ООО «Ростиздат», 2005. 384 с.

209. Кокин А. В. Мышиковая Южно-Верхоянская геохимическая провинция // Геология и геофизика. 1985. № 1. С. 74 – 81.

210. Колесников Д. И., Розинов М. И., Шатков Н. Г. Признаки сереброносности вулканических структур Охотско-Чукотского пояса // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 4. С. 71–78.

211. Колесов Е. В. Палеотектоническая эволюция Северо-Восточного региона России по палеомагнитным данным // Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин Севера Пацифики. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. Т.1. С. 101–103.

212. Колова Е. Е., Глухов А. Н., Ползуненков Г. О., Акинин В. В. Медно-порфировая минерализация Тальникового рудного поля (Охотский сегмент Охотско-Чукотского вулканогенного пояса) // Тихоокеанская геология. 2023. Т. 42. № 6. С. 39 – 61.

213. Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследований. М.: МФ «ТехноНефтегаз», 1998. 260 с.

214. Комарова Я. С., Аносова М. О., Костицын Ю. А., Николаев Ю. Н., Бакшеев И. А. U-Pb возраст магматических комплексов Баймской рудной зоны, Западная Чукотка // Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы. Материалы VI Российской конференции по изотопной геохронологии. СПб: ИГГД РАН, 2015. С. 116 – 118.

215. Константинов М. М., Политов В. К., Стружков С. Ф. Омolonский золотоносный район и его перспективы // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий: в 3-х т. Материалы XI сессии Северо-Восточного отделения ВМО, посвященной 100-летию со дня рожд. Ю. А. Билибина. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. Т. 2. С. 94 – 98.
216. Константиновский А. А. Улканский и Билякчанский среднепротерозойские грабены юго-востока Сибирской платформы // Известия Академии Наук СССР. Серия геологическая. 1974. № 4. С. 72 – 84.
217. Конышев В. О. Федоровско-Кедровское золоторудное поле: литолого-стратиграфический контроль золотоносности // Отечественная геология. 2006. № 2. С. 13 – 19.
218. Копп М. Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. Тр. ГИН РАН. Вып. 506. М.: Научный Мир, 1997. 314 с.
219. Кораго Е. А. Кристаллокластические игнимбриты северо-западной окраины Омolonского массива // Геология и геофизика. №7. 1977. С. 35–46.
220. Кораго Е. А., Дылевский Е. Ф. Общие особенности фанерозойского вулканизма на Омolonском массиве // Магматизм и металлогения Северо-Востока Азии. Тезисы докладов Второго Северо-Восточного петрографического совещания. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ, 1980. С. 136 – 138.
221. Кораго Е.А., Лычагин П. П. Особенности среднепалеозойских вулканитов Омolonского массива и перспективы связанного с ним медно-молибденового оруденения // Вопросы геологии срединных массивов Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 99 – 103.
222. Корнев Т. Я. Эволюция оруденения в Енисейском кряже // Геология и закономерности эндогенного оруденения западного обрамления Сибирской платформы. Новосибирск: СНИИГиМС, 1978. С. 38 – 44.
223. Коробкин В. В. Тектоническое районирование и структурные стили палеоид Казахстана // Известия Томского политехнического университета. Геология и полезные ископаемые. 2011. Т. 319. № 1. С. 71 – 77.
224. Корольков А. Т. Геодинамические особенности металлогенических формаций золоторудных районов Забайкалья // Известия Томского политехнического университета. Геология и полезные ископаемые. 2005. Т. 308. № 6. С. 53 – 57.
225. Корольков А. Т. Геодинамика золоторудных районов Восточной Сибири. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2007. 251 с.

226. Корольков А. Т., Радомская Т. А., Ягуджиньский Р. Генезис польских месторождений меди // Известия Иркутского государственного университета. 2016. Т. 17. С. 91–102.
227. Костин А. В. Элементы-примеси в сфалерите и галените стратиформных месторождений свинца и цинка Восточной Якутии // Стратиформное оруденение Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1988. С. 39 – 53.
228. Костин А. В. О полигенности золотых и серебряных месторождений фронтальной части Верхоянского складчатого пояса // Отечественная геология. 2002. № 4. С. 8 – 10.
229. Костин А. В., Зайцев А. И., Попов А. К., Тыллар В. И. Изотопный состав свинца галенитов, вопросы генезиса и возраста стратиформных месторождений Восточной Якутии // Минералого-геохимические аспекты магматизма и оруденения Якутии. Якутск: Научный центр СО РАН, 1993. С. 158 – 171.
230. Костин А. В., Тыллар В. И. Сингенетический пирит стратиформных свинцово-цинковых месторождений Кыллахской и Каменской рудоносных площадей // Минералого-геохимические аспекты магматизма и оруденения Якутии. Якутск: Научный центр СО РАН, 1993. С. 171–176.
231. Костырко Н. А., Пляшкевич Л. Н., Болдырев М. В. Строение и вещественный состав рудных зон Эвенского рудного поля // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. 1974. № 21. С. 87 – 94.
232. Костырко Н. А., Романенко И. М. К минералогии одного из близповерхностных золото-серебряных месторождений Северо-Востока СССР // Минералогия и геохимия рудных месторождений Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 55 – 68.
233. Котляр В. Н., Яковлев П. Ф. Вулканализм и оруденение. М.: Недра, 1984. 108 с.
234. Котляр И. Н. Возраст золотых руд месторождения Кубака // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии. Материалы IV регионального петрографического совещания пол Северо-Востоку России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 156 – 159.
235. Котляр И. Н. Петрологическое моделирование при прогнозе и оценке золото-серебряного оруденения в слабо освоенных горнорудных районах // Магматизм и оруденение Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 34 – 56.
236. Котляр И. Н., Жулanova И. Л., Русакова Т. Б., Гагиева А. М. Изотопные системы магматических и метаморфических комплексов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. 319 с.

237. Котляр И. Н., Русакова Т. Б. Меловой магматизм и рудоносность Охотско-Чукотской области: геолого-геохронологическая корреляция. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. 152 с.
238. Котляр И. Н., Савва Н. Е., Шахтыров В. Г., Приставко В. А., Дылевский Е. Ф., Жуланова И. Л., Вацилов Ю. Я., Бобровников В. А., Парфенов М. И., Акинин В. В. Геологическое строение золото-серебряного месторождения Ольча // Геологическое строение, магматизм и полезные ископаемые Северо-Восточной Азии: Тез. докл. IX сессии ВМО. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 99 – 101.
239. Котов А. Б., Ковач В. П., Ларин А. М., Сальникова Е. Б., Смелов А. П., Березкин В. И. Sm-Nd изотопные провинции и этапы формирования континентальной коры Алданского щита и Джугджуро-Становой складчатой области // Материалы Всероссийской научной конференции «Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков». Т. 2. М.: ООО «Связь-принт», 2002. С. 112 – 113.
240. Кочетков А. Я. Мезозойские золотоносные рудно-магматические системы Центрального Алдана // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 7. С. 850 – 864.
241. Кочетков А. Я. Рудоносность щелочных массивов Алданского щита. Рябиновское медно-золото-порфировое месторождение // Геология и геофизика. 2006. Т. 25. № 1. С. 62 – 73.
242. Кочетков А. Я., Игумнова Н. С., Попов А. Б., Соломин А. Н. Золоторудные формации внешних зон Тихоокеанского пояса (Алданский щит, запад Северо-Американской платформы) // Рудные формации структур зоны перехода континент – океан. Тезисы докладов Всесоюзного совещания. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. С. 113 – 115.
243. Кошкарев В. Л. Региональная модель глубинного строения центральной части Омоловского массива // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 27. Магадан: Книжное изд-во, 1991. С. 27 – 55.
244. Кравцова Р. Г. Геохимия и условия формирования золото-серебряных рудообразующих систем Северного Приохотья. Новосибирск: Академическое издательство «Геос», 2010. 292 с.
245. Кравцова Р. Г., Дриль С. И., Алмаз Я. А., Татарников С. А., Владимирова Т. А. Первые данные по Rb–Sr возрасту и изотопному составу золото-серебряных руд месторождения Дальнего (Эвенкийский рудный район, Северо-Восток России) // Доклады Академии Наук, 2009. Т.428. № 2. С. 240 – 243.
246. Кривцов А. И., Волчков А. Г., Володин Р. Н., Донец А. И., Курбанов Н. К., Лихачев А. П., Мигачев И. Ф., Филатов Е. И. Методика прогноза и поисков месторождений цветных металлов. М.: ЦНИГРИ, 1987. 278 с.

247. Кривцов А. И., Мигачев И. Ф., Попов В. С. Медно-порфировые месторождения мира. М.: Недра, 1986. 236 с.
248. Кропачев А. П., Иогансон А. К. Палеотектоника вендско-алданских отложений Майско-Кыллахской зоны (Юго-Восточная Якутия) // Советская геология. 1978. № 10. С. 31 – 42.
249. Крылов А. А., Лиханов И. И. Геохимия, возраст протолита и метаморфизма высокобарических тектонитов Енисейского кряжа: связь с формированием Палеоазиатского океана // Вестник ВГУ. Серия: Геология. 2017. № 1. С. 49 – 60.
250. Кряжев С. Г., Устинов В. И., Гриненко В. А. Особенности флюидного режима формирования золоторудного местородения Сухой Лог по изотопно-геохимическим данным // Геохимия. 2009. № 10. С. 1110 – 1117.
251. Кузин А. М. Флюидно-тектоническая зональность в земной коре по данным сейсмических наблюдений // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. Материалы Тектонического совещания. Т. 1. Москва: Геос, 2018. С. 344 – 347.
252. Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А., Сотников В. И., Шарапов В. Н. Геолого-генетические модели эндогенных рудных формаций // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1983. С. 5 – 13.
253. Кузнецов В. Л., Сальников А. С., Марков В. М., Титаренко В. В. Сейсмическая томография при изучении верхней части земной коры // Структура и строение земной коры Магаданского сектора России по геолого-геофизическим данным. Новосибирск: Наука, 2007. С. 27 – 34.
254. Кузнецов В. Л., Сальников А. С., Старосельцев В. С., Сурков В. С., Липилин А. В., Еманов А. Ф., Соловьев В. М. Строение земной коры в сечении опорного профиля 2-ДВ по данным ГСЗ // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2010. № 2. С. 21–30.
255. Кузнецов В. М. Конгинская зона тектоно-магматической активизации: строение и металлогенез // Геология и минерагения Северо-Востока Азии. Тез. докл. X сессии СВО МО РАН. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1999. С. 36 – 38.
256. Кузнецов В. М., Шашурина И. Т., Мордовин Ю. И. Использованием типоморфизма самородного золота для металлогенического анализа Колымо-Омолонского массива // Колыма. 2000. № 1. С. 24 – 32.
257. Кузнецов В. М. Геология и рудоносность Бургачанского мегаузла Омолонской металлогенической провинции // Проблемы геологии и металлогенеза рудных районов Северо-Востока России: сборник научных трудов. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2005. С. 92 – 109.

258. Кузнецов В. М. Разнорядковые структуры тектоно-магматической активизации в Верхояно-Чукотской складчатой области // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2006. № 2. С. 2 – 12.
259. Кузовенко А. И. Жуковский В. И., Мальченко Е. Г. Особенности минерагении докембрия Кокшетаусского срединного массива (Казахстан) // Минерагения докембрия: материалы Всероссийской конференции. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. С. 133 – 137.
260. Кузьмин В. К., Глебовицкий В. А., Родионов Н. В., Антонов А. В., Богомолов Е. С., Сергеев С. А. Главные этапы формирования палеоархейской коры Кухтуйского выступа Охотского массива // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т. 17. № 4. С. 3 – 22.
261. Кузьмин В. К., Богомолов Е. С., Глебовицкий В. А., Родионов Н. В. Палеоархейские (3343 млн. лет) субщелочные граниты Охотского массива // Граниты и эволюция Земли: Мантия и кора в гранитообразовании: Материалы III международной геологической конференции. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2017. С. 153 – 155.
262. Кузьмин В. К., Зелепугин В. Н., Юрченко Ю. Ю. Геолого-петрологические и изотопно-геохронологические данные о геологических образованиях Билякчанского поднятия – зоны сочленения Северо-Азиатского и Омолоно-Охотского кратонов // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы IV Всероссийской конференции с международным участием. Владивосток: ДВГИ ДВО РАН, 2018. С. 177 – 180.
263. Кузьмин В. К., Богомолов Е. С., Глебовицкий В. А., Родионов Н. В. Древнейшие граниты России – палеоархейские (3343 млн лет) субщелочные граниты Охотского массива // Доклады академии наук. 2018. Т. 478. № 6. С. 662 – 668.
264. Кузьмичев А. Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: Пробел-2000, 2004. 192 с.
265. Кукушкин К. А., Молchanov A. B., Rad'kov A. B., Shatov V. B., Terexov A. B., Shatova N. B., Xoroхорина E. I., Remizov D. N. О расчленении мезозойских интрузивных пород Центрально-Алданского района (Южная Якутия) // Региональная геология и металлогения. 2015. № 64. С. 48 – 58.
266. Кулешевич Л. В. Золотое оруденение в докембрийских щитах Земли (геодинамическая позиция, типизация и основные принципы изучения) // Ученые записки Петрозаводского государственного университета. 2010. № 8. С. 29 – 41.
267. Кутырев Э. И. Геология и прогнозирование согласных месторождений меди, свинца и цинка. Л.: Недра, 1984. 248 с.

268. Кутырев Э. И., Соболев А. Е., Исправников А. В., Толстых А. Н., Шлейкин П. Д. Медистые песчаники и медистые базальты Сеттэ-Дабанского региона // Стратиформное оруденение Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1988. С. 74 – 87.
269. Кушнарев И. П. Глубины образования эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1982. 166 с.
270. Ларин А. М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб.: Наука, 2011. 402 с.
271. Лебедев Б. А. Геохимия эпигенетических процессов в осадочных бассейнах. Л.: Недра, 1992. 239 с.
272. Лебедев Б. А., Пинский Э. М. Механизмы формирования эпигенетических месторождений и их эволюция в истории Земли // Отечественная геология. 2000. № 2. С. 13 – 17.
273. Левин Б. С. Метаморфические комплексы фундамента южной части Омоловского массива // Геология и геофизика. 1975. № 6. С. 24 – 34.
274. Левин Б. С. Строение фундамента Омоловского массива // Геология и геофизика. 1979. № 7. С. 3 – 11.
275. Левин Б. С. Строение метаморфического цоколя юга Омоловского массива // Метаморфические комплексы Севера-Востока СССР, их рудоносность и геологическое картирование. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1991. С. 30 – 45.
276. Лейер П. У., Иванов В. В., Раткин В. В., Бандтцен Т. К. Эпiterмальные золото-серебряные месторождения Северо-Востока России: первые ^{40}Ar - ^{39}Ar -определения возраста руд // Доклады АН СССР. 1997. Т. 356. № 5. С. 665 – 658.
277. Леонов В. Л. Структурные условия локализации высокотемпературных гидротерм. М.: Наука, 1989. 104 с.
278. Леонов В. Л., Гриб Е. Н. Структурные позиции и вулканизм четвертичных кальдер Камчатки. Владивосток: Дальнаука, 2004. 189 с.
279. Леонтьев В. И. Новый тип золотого оруденения Центрально-Алданского рудного района (Южная Якутия) / В.И. Леонтьев // XX Всероссийская научная конференция «Уральская минералогическая школа- 2014». Сб. статей. Екатеринбург. ИГГ УрО РАН, 2014. С. 146 – 151.
280. Летников Ф. А. Магмообразующие флюидные системы континентальной литосферы // Геология и геофизика. 2003. Т. 44 (12). С. 1262 – 1269.
281. Летников Ф. А. Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 43. № 4. С. 291 – 307.

282. Летников Ф. А., Казанский В. И. К проблеме вертикальной зональности и рудоносности глубинных разломов докембрия // Геология рудных месторождений. 1991. Т. 33. № 2. С. 15 – 24.
283. Летникова Е. Ф. Использование геохимических характеристик карбонатных пород при палеогеодинамических реконструкциях // Доклады РАН. 2002. Т. 385. № 5. С. 672 – 676.
284. Литвиненко И. С. Геохимия и парагенезис самородного золота россыпных месторождений Шаманихо-Столбовского района // Чтения памяти академика К.В. Симакова: тез. докл. Всеросс. науч. конф. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2007. С. 95 – 96.
285. Литвиненко И. С. Весьма мелкое и тонкое золото в россыпях на Северо-Востоке России // Тихookeанская геология. 2008. Т. 27. № 2. С. 92 – 106.
286. Литвиненко И. С. О строении и генезисе древней россыпи р. Большой Куранах // Разведка и охрана недр. 2009. № 11. С. 3 – 12.
287. Литвиненко И. С. Остаточно-элювиальный тип россыпей на Северо-Востоке России (на примере россыпи р. Дальняя) // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 7. С. 861 – 875.
288. Литвиненко И. С. О роли остаточных концентраций в формировании элювиальных и склоновых россыпей золота Шаманихо-Столбовского района // Геология, география, биологическое разнообразие и ресурсы Северо-Востока России // Материалы III Всероссийской конференции, посвященной памяти А.П. Васьковского. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2016. С. 156 – 158.
289. Лиханов И. И., Ревердатто В. В., Козлов П. С., Попов Н. В. Кианит-силиманитовый метаморфизм докембрийских комплексов Заангарья Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 12. С. 1335 – 1356.
290. Лиханов И. И., Ревердатто В. В. Неопротерозойские комплексы-индикаторы континентального рифтогенеза как свидетельство процессов распада Родинии на западной окраине Сибирского кратона // Геохимия. 2015. № 8. С. 675 – 694.
291. Лобанов К. В., Прокофьев В. Ю., Горностаева Т. А., Чичеров М. В., Боровиков А. А. Золотая минерализация и глубинные флюиды на нижних горизонтах Кольской сверхглубокой скважины СГ-3 // «Основные проблемы в учении об эндогенных рудных месторождениях: новые горизонты». Всероссийская конференция, посвященная 120-летию А.Г. Бетехтина. Материалы конференции. М.: ИГЕМ РАН, 2017. С. 209 – 212.
292. Лушников Л. А. Некоторые поисковые критерии россыпной золотоносности Кедон-Коркодонского района Омolonского срединного массива // Материалы по геологии и

полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 27. Магаданское книжное издательство, 1991. С. 224 – 235.

293. Лычагин П. П. Раннеюрские щелочные породы на Омоловском массиве // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Выпуск 22. Магаданское книжное издательство, 1975. С. 62 – 69.

294. Лычагин П.П., Дылевский Е.Ф., Ликман В.Б. Магматизм Омоловского срединного массива. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1987. 44 с.

295. Лычагин П. П., Дылевский Е. Ф., Шпикерман В. И., Ликман В. Б. Магматизм центральных районов Северо-Востока СССР. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 120 с.

296. Лычагин П. П., Дылевский Е. Ф., Ликман В. Б. Магматизм Омоловского срединного массива // Известия Академии наук СССР. Серия геологическая. 1990. № 7. С. 17 – 29.

297. Магакьян И. Г. Металлогения (главнейшие рудные пояса). М.: Недра, 1974. 304 с.

298. Мазуров А. К. Металлогения срединных массивов Казахстана // Известия Томского политехнического университета. 2002. Т. 305. вып. 6: Геология, поиски и разведка полезных ископаемых Сибири. С. 66 – 76.

299. Максимов Е. П., Угрюмов А. Н. Геологическое строение центральной части Алданского щита // Геология и петрология Алданского щита. М.: Наука, 1966. С. 51 – 58.

300. Малышев Ю. Ф., Горошко М. В., Родионов С. М., Романовский Н. П. Глубинное строение и перспективы поисков крупных и сверхкрупных рудных месторождений на Дальнем Востоке // Крупные и сверхкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования. М.: ИГЕМ РАН, 2004. С. 423 – 430.

301. Маракушев А. А. Петрогенезис. М.: Недра, 1988. 293 с.

302. Маракушев А. А., Грановский Л. Б., Зиновьева Н. Г., Митрейкина О. Б. Космическая петрология. М.: 1992. 325 с.

303. Маракушев А. А., Моисеенко В. Г., Сахно В. Г., Таарин И. А. Рудно-петрологические комплексы Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2005. 296 с.

304. Мартынов Ю. А. Геохимия базальтов активных континентальных окраин и зрелых островных дуг на примере Северо-Западной Пацифики. Владивосток: Дальнаука, 1999. 231 с.

305. Матвеенко В. Т. Очерк эндогенной металлогении Северо-Востока СССР. Труды ВНИИ-1. Вып. 64. Магадан, 1960. 47 с.

306. Международный тектонический словарь / Под ред. Дж. Дениса, Г.Муравски, К. Вебера. М.: Мир, 1991. 190 с.

307. Менакер Г. И. Теоретическая схема эндогенных парагенезисов рудных металлов в промышленных концентрациях // Записки ВМО. 1976. Ч. СВ. Вып. 3. С. 344 – 352.
308. Мерзляков В. М. Эволюция представлений о Колымском массиве // Вопросы геологии срединных массивов Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 5 – 17.
309. Мерзляков В. М., Дылевский Е. Ф., Лычагин П. П., Терехов М.И. Тектоника, магматизм и металлогения Омолонского срединного массива // Геология и полезные ископаемые Северо-Востока Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 140 – 151.
310. Мерзляков В. М., Терехов М. И., Бялобжеский С. Г. О срединных массивах Северо-Востока СССР // Геотектоника. 1974. № 5. С. 61 – 73.
311. Металлогенические провинции и пояса Казахстана / Щерба Г. Н., Сенчило И. П., Степанов В. В. Алма-Ата: Наука, 1983. 240 с.
312. Металлогенический кодекс России. М.: Геокарт-Геос, 2012. 126 с.
313. Метелкин Д. В., Верниковский В. А., Казанский А. Ю. Неопротерозойский этап эволюции Родинии в свете новых палеомагнитных данных по западной окраине Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2007. № 7. С. 42 – 59
314. Методическое руководство по составлению и подготовке к изданию листов государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000. СПб: ВСЕГЕИ, 2009. 288 с.
315. Мигурский А. В., Гошко Е. Ю., Мигурский Ф. А., Соболев П. Н. Геодинамические обстановки в земной коре Северо-Востока России вдоль профиля 2-ДВ (0 – 460 км) // Структура и строение земной коры Магаданского сектора России по геолого-геофизическим данным. Новосибирск: Наука, 2007. С. 146 – 153.
316. Миронов А. Г., Спиридовон А. М., Жмодик С. М. Основные этапы и геодинамические обстановки формирования золоторудных месторождений южного обрамления Сибирского кратона // Золоторудные месторождения Востока России: Труды III Всероссийского симпозиума «Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология» (Улан-Удэ, 21-25 сентября 2004 г.). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2006. С. 17 – 31.
317. Михайлова В. П. Схема стратиграфического расчленения нижнекайнозойских отложений Колымо-Омолонского региона и Северного Приохотья // Новые местные стратоны фанерозойских отложений Колымо-Омолонского региона и Северного Приохотья. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 66 – 78.

318. Мишин Н. И., Панфилов А. Л., Степина З. А. Структурная организация рудных полей. СПб: Полиграфическая фирма «Автор», 2007. 232 с.
319. Многофакторные поисковые модели золоторудных месторождений. М.: ЦНИГРИ, 1989. 120 с.
320. Моисеенко В. Г. Геохимия и минералогия золота рудных районов Дальнего Востока СССР. М.: Наука, 1977. 304 с.
321. Моросанова С. А., Прохорова Г. В., Семеновская Е. Н. Методы анализа природных и промышленных объектов. М.: Изд-во МГУ, 1988. 95 с.
322. Нарссеев В. А. Промышленная геология золота. М.: Научный мир, 1996. 243 с.
323. Наталенко М. В., Стружков С. Ф., Рыжов О. Б., Вакин М. Е., Ишков Б. И., Гиллес Б., Карчавец В. П., Устинов В. И., Шергина Ю. П. Геологическое строение и минералогия месторождения Биркачан // Руды и металлы. 2002. № 6. С. 37 – 52.
324. Наумов Г. Б. Энергетика процессов рудообразования // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2008. № 3. С. 45 – 55.
325. Наумов Г. Б., Ермолаев Н. П., Моторина З. М., Никитин А. А., Соколова Н. Т., Цимбал Л. Ф. Геохимическая роль и место рудоподготовительных процессов в моделях эпигенетического рудообразования // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т.1. Новосибирск: Наука, 1983. С. 34 – 42.
326. Негруца В. З., Негруца Т. Ф. Литогенетические основы палеогеодинамических реконструкций нижнего докембра. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2007. 281 с.
327. Неелов А. Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.
328. Некрасов И. Я. Геохимия, минералогия и генезис золоторудных месторождений. М.: Наука, 1991. 356 с.
329. Нетрадиционные типы редкометалльного минерального сырья. М.: Недра, 1991. 247 с.
330. Нечеухин В. М., Волчек Е.Н. Плитотектоническая металлогения Урало-Тимано-палеоазиатского сегмента Евразии на основе мобилистских реконструкций // Литосфера. 2017. Т. 17. № 4. С. 5 – 25.
331. Николаевский В. Н. Геомеханика и флюидодинамика. М.: Недра, 1996. 447 с.
332. Николаевский В. Н., Собисевич Л.Е. Природа бифокального очага землетрясения и предвестники удара // Геофизический журнал. 2015. Т. 37. № 4. С. 51 – 74.
333. Новожилов Ю. И., Гаврилов А. М. Золото-сульфидные месторождения в углеродисто-терригенных толщах. М.: ЦНИГРИ, 1999. 175 с.

334. Ножкин А. Д., Ковалев С. В., Мельгунов С. В., Пузанков Ю. М. Геохимическая типизация блоков континентальной коры как основа металлогенического анализа // Геохимия рудообразующих систем и металлогенический анализ. Новосибирск: Наука, 1989. С. 22 – 47.
335. Ножкин А. Д. Докембрий юго-западной окраины Сибирского кратона // Известия Томского политехнического университета. Геология и полезные ископаемые. 2009. Т. 314. № 1. С. 5 – 16.
336. Ножкин А. Д., Качевский Л. К., Дмитриева Н. В. Позднепротерозойская рифтогенная метариолит-базальтовая ассоциация Глухихинского прогиба (Енисейский кряж): петрогохимический состав, возраст и условия образования // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 1. С. 58 – 71.
337. Ножкин А. Д., Туркина О. М., Дмитриева Н. В., Серов П. А. Возрастные рубежи формирования нижнепротерозойских матаосадочных комплексов юго-западной окраины Сибирского кратона // Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы. Материалы IV Всероссийской конференции по изотопной геохронологии. СПб.: ИГГД РАН, 2015. С. 194 – 196.
338. Ньюберри Р. Дж., Лейер П. У., Ганз П. Б., Гончаров В. И., Горячев Н. А., Ворошин С. В. Предварительный анализ хронологии мезозойского магматизма, тектоники и оруденения на Северо-Востоке России с учетом датировок $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и данных по рассеянным элементам ихверженных и оруденелых пород // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики. Труды Всероссийского совещания. Магадан, 4 – 6 сентября 1997 г. Т. 1. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 181 – 205.
339. Обручев С. В. Колымо-Индигирский край. Географический и геологический очерк. Л.: Изд-во АН СССР, 1931. 72 с.
340. Овчинников Л. Н. Геохимические основы поисков рудных месторождений // Геохимия в локальном металлогеническом анализе. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1986. С. 3 – 4.
341. Овчинников Л. Н. Прикладная геохимия. М.: Недра, 1990. 248 с.
342. Орлов Ю. С., Трунилина В. А., Роев С. П. Палеозойский магматизм Восточной Якутии: геодинамические аспекты // Отечественная геология. 2002. № 4. С. 50 – 54.
343. Основные типы рудных формаций / Под. ред. Ю. А. Косыгина, Е. А. Кулиша. М.: Наука, 1984. 316 с.
344. Павлов В. А., Яшухин О. И. Влияние фундамента на эволюцию магматизма зон орогенной активизации // Известия Академии Наук СССР, Серия геологическая. 1989. №2. С. 30 – 38.

345. Павлов Д. И., Горжевский Д. И., Голева Г. А. Сопряженность рудо- и нефтеобразующих систем в осадочных бассейнах и прогноз рудных месторождений // Геология рудных месторождений. 1991. № 5. С. 39 – 45.
346. Павлова И. Г. Медно-порфировые месторождения (закономерности размещения и критерии прогнозирования). Л.: Недра, 1978. 275 с.
347. Пак А. М. Порфирное оруденение Южно-Омолонского рудного района // Колыма. 2002. № 4. С. 14 – 18.
348. Пальшин И. Г., Симов С. Д., Аракелянц М. М., Чернышев И. В. Об абсолютном возрасте процессов альпийской активизации на Родопском срединном массиве (Народная Республика Болгария) // Известия Академии Наук СССР. Серия геологическая. 1974. № 4. С. 13 – 22.
349. Парфенов Л. М., Берzin Н. А., Ханчук А. И., Бадарч Г., Беличенко В. Г., Булгатов А. Н., Дриль С. И., Кириллова Г. Л., Кузьмин М. И., Ноклеберг У., Прокопьев А. В., Тимофеев В. Ф., Томуртгоо О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7 – 41.
350. Парфенов Л. М., Натапов Л. М., Соколов С. Д., Цуканов Н. В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 66 – 78.
351. Пепеляев Б. И. Рифейские и вендские образования Северо-Востока СССР // Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР: Тез. докл. Межведомственного стратиграфического совещания. Магадан: 1974. С. 34 – 38.
352. Перельман А. И. Геохимия. М.: Высшая школа, 1989. 528 с.
353. Песков А. Ю., Диденко А. Н., Косынкин А. В. Палеомагнитные исследования Улканского прогиба. Траектория кажущейся миграции полюса Сибирского кратона для конца палеопротерозоя – начала мезопротерозоя // Евразийский союз ученых. 2015. Т. 2. №. 11. С. 157 – 160.
354. Петренко И. Д. Золото-серебряная формация Камчатки. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. 116 с.
355. Петрищевский А. М. К проблеме Охотского массива (Северо-Западное Приохотье) // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 4. № 1. С. 49 – 60.
356. Петрищевский А. М. Колымо-Омолонская плита – обособленный литосферный фрагмент // Региональные проблемы. 2015. Т. 18. № 1. С. 3 – 20.
357. Петров В. А. Сейсмогеодинамика и тектонофизика гидротермального рудообразования // Разведка и охрана недр. 2017. № 11. С. 37 – 42.

358. Петров О. В., Михайлов Б. К., Шевченко С. С., Розинов М. И., Колесников Д. И., Лохов К. И., Прасолов Э. М., Прилепский Э. Б., Бережная Н. Г., Матуков Д. И., Капитонов И. Н., Быкова Э. В., Сергеев С. А. Изотопно-geoхимические исследования уникального золото-серебряного месторождения Дукат как ключ к пониманию процессов вулканогенного рудообразования // Региональная геология и металлогенез. 2009. № 27. С. 60 – 76.
359. Петрова М. Н., Петров С. Ю., Курапов М. Ю. Возраст и особенности состава интрузивных образований северной части Балыгычано-Сугойского рифтогенного прогиба (северо-восток России) // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. 2021. Т. 66. № 3. С. 595 – 615. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2021.309>
360. Петровская Н. В. Самородное золото. М.: Наука, 1973. 348 с.
361. Петрографический кодекс России / Под. Ред. О. А. Богатикова и Л. Н. Шарпенка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2008. 203 с.
362. Пешков А. А., Мацко Н. А. Доступность минерально-сырьевых ресурсов. М.: Наука, 2004. 280 с.
363. Питулько В. М., Mkrtchyan A. K., Юркевич Л. Г. Теория и практика интенсивной технологии geoхимических работ при прогнозировании и поисках золоторудных месторождений. СПб: Нестор-История, 2014. 424 с.
364. Плющев Е. В., Кашин С. В., Соловьев Н. С. Месторождения, рудные узлы и металлогенические зоны как компоненты иерархической металлогенической системы // Региональная геология и металлогенез. 2016. № 65. С. 71 – 83.
365. Плющев Е. В., Шатов В. В., Кашин С. В. Металлогенез гидротермально-метасоматических образований. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2012. 560 с.
366. Показаньев В. П., Вялов А. Г., Пчелинцева Р. З. Вопросы металлогенеза Абкитского plutона // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 25. Магадан: Магаданская книжная издательство, 1980. С. 130 – 137.
367. Покровский Б. Г. Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной geoхимии. М.: Наука-МАИК Наука/Интерпериодика, 2000. 224 с.
368. Полеванов В. П. Золотороссыпные провинции как самостоятельные структурно-металлогенические зоны // Колыма. 1988. № 9. С. 10 – 13.
369. Полеванов В. П. Некоторые закономерности локализации россыпей золота юго-востока Иньяли-Дебинского синклиниория // Колыма. 1988. № 4. С. 8 – 11.
370. Полеванов В. П. Россыпнообразующие золоторудные формации и их продуктивность // Колыма. 1990. № 6. С. 5 – 8.

371. Полин В. Ф. О кайнозойском вулканизме Северного Приохотья // Тихоокеанская геология. 2019. Т. 38. № 5. С. 105 – 118.
372. Поляков Г. В., Толстых Н. Д., Мехонюшин А. С., Изох А. Э., Подлипский М. Ю., Орсоев Д. А., Колотилина Т. Б. Ультрамафит-мафитовые магматические комплексы Восточно-Сибирской докембрийской металлогенической провинции // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 11. С. 1689 – 1704.
373. Пономарчук А. В., Борисенко А. С., Травин А. В. Геохронологическая корреляция мезозойского магматизма и рудообразования Алдано-Станового щита и восточной части Монголо-Охотского пояса (и прилегающих территорий) // Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы. Материалы VI Российской конференции по изотопной геохронологии. 2-5 июня 2015 г. СПб: ИГГД РАН, 2015. С. 214 – 216.
374. Попов В. Е. Генезис вулканогенно-осадочных месторождений и их прогнозная оценка. Л.: Недра, 1991. 287 с.
375. Потапова Э. П. О железорудном месторождении Победное // Геология рудных месторождений. 1959. № 3. С. 89 – 102.
376. Прейс В. К., Палымский Б. Ф. Минералогия самородного золота одной из россыпей Приколымского горст-антиклиниория // Колыма. 1988. № 4. С. 11 – 13.
377. Прийменко В. В., Глухов А. Н., Фомина М. И., Михалицына Т. И. Интрузивный этап развития вулканоструктуры и Au-Ag оруденения на примере месторождения Невенрекан (Магаданская область, Россия) // Вулканология и сейсмология. № 5. 2020. С. 13 – 25.
378. Прийменко В. В., Глухов А. Н., Фомина М. И., Акинин В. В., Михалицына Т. И., Соцкая О. Т. Возраст, геология и вещественный состав золото-редкометалльного месторождения Перекатное (Магаданская область) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России [электронный ресурс]: материалы XII Всероссийской научно-практической конференции, посвященной 65-летию Института геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения РАН, 23 – 25 марта 2022 г. Якутск: Издательский дом СВФУ, 2022. С. 230 – 232 с.
379. Принципы и методика геохимических исследований при прогнозировании и поисках рудных месторождений. Методические рекомендации / Под ред. А. А. Смылова, В. А. Рудника, Н. М. Динкова, А. И. Панайотова. Л.: Недра, 1979. 247 с.
380. Прокин В. А. Металлогенез краевых поднятий геосинклинально-складчатых систем // Геология рудных месторождений. 1988. Т. 30. № 5. С. 17 – 24.

381. Прокопьев А. В., Бахарев А. Г., Торо Х., Миллер Э. Л., Хоуриген Дж. К., Думитру Т. А. Среднепалеозойский окраинно-континентальный магматизм и мезозойские метаморфические события зоны сочленения Северо-Азиатского кратона и Охотского террейна // Отечественная геология. 2003. № 6. С. 57–64.
382. Прокопьев А. В., Борисенко А. С., Гамянин Г. Н., Фридовский В. Ю., Кондратьева Л. А., Анисимова Г. С., Трунилина В. А., Васюкова Е. А., Иванов А. И., Травин А. В., Королева А. В., Васильев Д. А., Пономарчук А. В. Возрастные рубежи и геодинамические обстановки формирования месторождений и магматических образований Верхояно-Колымской складчатой области // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 10. С. 1542 – 1563.
383. Прокопьев А. В., Ершова В. Б., Шпикерман В. И., Стокли Д. Реконструкция источников сноса средне-верхнепалеозойских осадочных пород южной части Приколымского террейна (Верхояно-Колымская складчатая область) по данным U-Pb датирования обломочных цирконов // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы VIII Всероссийской научно-практической конференции. В 2 томах. Т. 2. Якутск: Издательский дом СВФУ, 2018а. С. 138 – 142.
384. Прокопьев А. В., Торо Х., Миллер Э. Л. Первые данные по U-Pb датированию обломочных цирконов из верхнепалеозойских и мезозойских осадочных пород Южно-Верхоянского орогенного пояса // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы VIII Всероссийской научно-практической конференции. В 2 томах. Т. 1. Якутск: Издательский дом СВФУ, 2018. С. 142 – 147.
385. Прокопьев А. В., Ершова В. Б., Стокли Д. (U/Th) / Не низкотемпературная термохронология обломочных цирконов (ZHe) из осадочных пород южной части Приколымского террейна (Верхояно-Колымская складчатая область) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы IX Всероссийской научно-практической конференции. В 2 томах. Т. 1. Якутск: Издательский дом СВФУ, 2019. С. 114 – 117.
386. Прокопьев А. В., Худолей А. К., Королева О. В., Казакова Г. Г., Лохов Д. К., Малышев С. В., Зайцев А. И., Роев С. П., Сергеев С. А., Бережная Н. Г., Васильев Д. А. Раннекембрийский бимодальный магматизм на Северо-Востоке Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 199 – 224.
387. Прокофьев В. Ю. Геохимические особенности рудообразующих флюидов гидротермальных месторождений золота различных генетических типов. Новосибирск: Наука. Сибирская издательская фирма РАН, 2000. 186 с.

388. Прокофьев В. Ю., Савва Н. Е., Волков А. В., Сидоров А. А. Особенности формирования девонской золото-серебряной эпiterмальной минерализации в трубообразных рудных телах // Доклады Академии Наук. 2012 Т. 443. № 4. С. 468 – 472.
389. Проскурнин В. Ф., Верниковский В. А., Метелкин Д. В., Петрушков Б. С., Верниковская А. Е., Гавриш А. В., Багаева А. А., Матушкин Н. Ю., Виноградова Н. П., Ларионов А. Н. Риолит-гранитная ассоциация Центрально-Таймырской зоны: свидетельство аккреционно-коллизионных событий в неопротерозойское время // Геология и геофизика, 2014. Т. 55. № 1. С. 23 – 40.
390. Протопопов Г. Х. Первые находки рудного золота в Шаманихо-Столбовском золотороссыпном районе Северо-Востока России // Руды и металлы. 1994. № 3. С. 31 – 32.
391. Протопопов Р. И. Меловые зональные гранитные массивы Приколымского поднятия // Магматические комплексы рудных районов Северо-Востока СССР и их крупномасштабное геологическое картирование. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1991. С. 42 – 52.
392. Протопопов Р. И. Devonские и меловые гранитоиды Приколымского поднятия. - Якутск: Изд-во Академии наук Республики Саха (Якутия), 2010. 147 с.
393. Протопопов Р. И, Кириллин Н. Д. Тектонофациальный анализ Приколымского поднятия // Тектонофациальный анализ и его роль в геологии, геофизике и металлогении. Материалы I Всероссийского тектонофациального совещания. Алма-Ата: Гылым, 1991. С. 130 – 137.
394. Протопопов Р. И. Аспекты геодинамики и металлогении позднемезозойского гранитоидного магматизма Верхояно-Колымской складчатой области // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии. Материалы IV регионального петрографического совещания по Северо-Востоку России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 107 – 109.
395. Протопопов Р. И. Петрография чилистяхского перidotит-габброамфиболитового и шаманихинского гнейсо-гранитового комплексов Приколымского террейна // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы VIII Всероссийской научно-практической конференции. В 2 томах. Т. 1. Якутск: Издательский дом СВФУ, 2018. С. 142 – 145.
396. Протопопов Р. И. Позднемезозойские сквозьструктурные магматогенно-метасоматические зоны Приколымского поднятия и Березовской шовной зоны и связь с ними золотого оруденения // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики: Тез. докл. Всероссийского совещания. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 62 – 63.

397. Протопопов Р. И., Акимова Е. Д. Чилистяхский перidotит-габброамфиболитовый и шаманихинский гнейсогранитовый комплексы Приколымского террейна // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы VIII Всероссийской научно-практической конференции. В 2 томах. Т. 2. Якутск: Издательский дом СВФУ, 2018. С. 147 – 150.
398. Протопопов Р. И., Кириллин Н. Д. Развитие магматизма Приколымского поднятия // Магматические комплексы рудных районов Северо-Востока СССР и их крупномасштабное геологическое картирование. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1991. С. 25 – 32.
399. Протопопов Р. И., Кириллин Н. Д. Stratigraphическая схема докембрия Приколымского поднятия // Геодинамика, магматизм и металлогения континентальных окраин Севера Пацифики. Материалы Всероссийского совещания, посвященного 90-летию академика Н. А. Шило (XII годичное собрания Северо-Восточного отделения ВМО). Т. 1. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. С. 93 – 96.
400. Пущаровский Ю. М. Схема тектонического районирования Северо-Востока СССР // ДАН СССР. 1955. Т. 105. № 5. С. 1084 – 1087.
401. Пущаровский Ю. М. Введение. В кн. Тектоническая расслоенность литосфера и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. 293 с.
402. Пущаровский Ю. М. Микроконтиненты в Атлантическом океане // Геотектоника. 2013. № 4. С. 3 – 12.
403. Пыстин А. М., Пыстина Ю. И. Геохронология докембрийских образований севера Урала // Вестник геонаук. 2021. Т. 315. № 3. С. 3 – 10.
404. Пэк А. А., Сафонов Ю. Г. О причинах и закономерностях движения гидротермальных растворов // Записки ВМО, Ч. CXVI, 1987. Вып. 2. С. 192 – 204.
405. Радкевич Е. А. Региональная металлогения. М.: Недра, 1987. 256 с.
406. Рассказов С. В. Рифты, орогены, кратоны и глобальная тектоника: введение в проблему // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 1. С. 1 – 9.
407. Родкин М. В., Рундквист Д. В. Геофлюидодинамика: приложение к сейсмологии, тектонике, процессам рудо- и нефтегенеза. Долгопрудный: Издательский дом «Интеллект», 2012. 282 с.
408. Ронкин Ю. Л., Синдерн С., Лепихина О. П. Изотопная геология древнейших образований южного Урала // Литосфера. 2012. № 5. С. 50 – 76.
409. Россыпные месторождения России и других стран СНГ (минерагения, промышленные типы, стратегия развития минерально-сырьевой базы). М.: Научный мир, 1997. 479 с.

410. Рудные узлы России / Под. ред. Е. В. Плющева. СПб: ВСЕГЕИ, 2001. 416 с.
411. Рудные формации эндогенных месторождений. Т. 2. Формации эндогенных месторождений золота, колчеданов, свинца, цинка и ртути. М.: Наука, 1976. 396 с.
412. Рукович В. Н., Колодезников И. И. Временные ряды, вещественный состав и петрохимические особенности домезозойских магматических комплексов Индигиро-Омолонского региона // Вестник ЯГУ. 2006. Т.3. № 3. С. 27 – 37.
413. Рундквист Д. В. Состояние и пути развития теоретической металлогении // Геология рудных месторождений. 1990. Т. 32. № 6. С. 89 – 100.
414. Рундквист Д. В. Эпохи реювенации докембрийской коры и их металлогеническое значение // Геология рудных месторождений. 1993. Т.35. № 6. С. 467 – 492.
415. Рундквист Д. В., Рундквист И. К. Металлогения на рубеже столетия // Вестник РАН. 1994. Т.64. № 7. С. 588 – 605.
416. Рыженко Б. Н., Крайнов С. Р. Генезис Pb-Zn стратиформных месторождений в карбонатных породах с гидрогохимической точки зрения // Геохимия. 2004. № 5. С. 544 – 568.
417. Савва Н. Е. Серебро-арсенидная россыпебразующая формация Омолонского срединного массива // Геология и минерагения Северо-Востока Азии: тез. докл. X сессии Северо-Восточного отделения Минералогического общества РАН. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1999. С. 47 – 49.
418. Савва Н. Е. Минералогия серебра Северо-Востока России. М.: Триумф, 2018. 518 с.
419. Савва Н. Е. Серебро-арсенидная формация Омолонского срединного массива (новые данные) // Вестник Северо-Восточного научного центра РАН. 2019. № 4. С. 9 – 17.
420. Савва Н. Е., Ведерников В. Н. Новый тип серебряной минерализации на Северо-Востоке СССР // Геохимия и минералогия рудных месторождений Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1989. С. 86 – 97.
421. Савва Н. Е., Волков А. В., Ишков Б. И., Сидоров А. А. Модель формирования золото-гематит-баритовой минерализации месторождения Прогнозное // Доклады Академии Наук. 2014. Т. 456. № 4. С. 461 – 464.
422. Савва Н. Е., Волков А. В., Сидоров А. А. Особенности рудообразования на эпимеральном Au-Ag месторождении Кубака (Северо-Восток России) // Доклады Академии Наук, 2007. Т. 417. № 1. С. 79 – 83.
423. Савва Н. Е., Прейс В. К. Атлас самородного золота Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1990. 292 с.

424. Савва Н. Е., Шахтыров В. Г. Золото-серебряное месторождение Ольча: тектоническая позиция, структура и минералогическая характеристика // Геология рудных месторождений. 2011. Т.53. № 5. С. 462 – 486.
425. Садовский А. И. Палеозойская активизация и металлогенез Северо-Востока Азии. Автореф. дисс. докт. геол.-мин. наук. Ленинград, 1989. 39 с.
426. Садовский А. И. Геодинамическая структура и металлогеническое районирование Северо-Азиатского сегмента Тихоокеанского подвижного (рудного) пояса // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 27. Магадан: Книжное издательство, 1991. С. 3 – 17.
427. Садовский А. И. Ритмическая тектоника и металлогенез // Отечественная геология. 1991. № 7. С. 84 – 91.
428. Садовский А. И., Шашурина И.Т., Шишkin В.А. О геологической позиции липаритовых порфиров и золотоносности Шаманихо-Столбовского узла // Колыма. 1970. №7. С. 41 – 43.
429. Самойлов В. С., Ярмолюк В. В. Континентальный рифтогенез: типизация, магматизм, геодинамика // Геотектоника. 1992. № 1. С. 3 – 20.
430. Сафонов Ю. Г. Гидротермальные золоторудные месторождения: распространность–геолого-генетические типы–продуктивность рудообразующих систем // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39. № 1. С. 25 – 40.
431. Сафонов Ю. Г., Попов В. В., Волков А. В., Суренков С. В., Чугаев А. В., Злобина Т. М., Чижова М. А. Геодинамические факторы образования крупных и сверхкрупных докембрийских золоторудных концентраций // Крупные и сверхкрупные месторождения: закономерности размещения и условия формирования. М.: ИГЕМ РАН, 2004. С. 15 – 46.
432. Сафонов Ю. Г., Попов В. В., Волков А. В., Злобина Т. М., Чаплыгин И. В. Актуальные проблемы металлогенеза золота // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 12. С. 1257 – 1275.
433. Сахно В. Г. Позднемезозойско-кайнозойский континентальный вулканализм Востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2002. 336 с.
434. Северная Америка // Энциклопедия региональной геологии мира. Западное полушарие (включая Антарктиду и Австралию). Пер. с англ. Л.: Недра, 1980. С. 220 – 397.
435. Селли Р. К. Введение в седиментологию. М.: Недра, 1981. 370 с.
436. Семинский Ж. В., Филонюк В. А., Черных А. Л. Структуры рудных месторождений Сибири. М.: Недра, 1987. 184 с.

437. Семинский К. Ж., Гладков А. С., Лунина О. В., Тугарина М. А. Внутренняя структура континентальных разломных зон: прикладной аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал “ГЕО”, 2005. 293 с.
438. Сидоренко И. С. Магматизм и оруденение Северо-Казахстанской золоторудной провинции (СКЗП) // Магматизм и метаморфизм в истории Земли: тезисы докладов XI Всероссийского петрографического совещания. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. С. 230 – 231.
439. Сидоров А. А., Волков А. В., Чехов А. Д., Савва Н. Е., Алексеев В. Ю., Уютнов К. В. Вулканогенные пояса окраинноморской литосферы Северо-Востока России и их рудоносность // Вулканология и сейсмология. 2011. № 6. С. 21 – 35
440. Сидоров А. А. Проблемы процессов реювенации в земной коре // Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36. № 4. С. 377–379.
441. Сидоров А. А. Рудные формации фанерозойских провинций. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1987. 85 с.
442. Сидоров А. А. Рудные формации и эволюционно-исторический анализ благороднометалльного оруденения. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 246 с.
443. Сидоров А. А., Волков А. В. Металлогеня окраиноморской литосферы (Северо-Восток России) // Литосфера. 2015. № 1. С. 24 – 34.
444. Сидоров А. А., Волков А. В., Алексеев В. Ю. О металлогении кратонных террейнов и районов «пологих дислокаций» на Северо-Востоке России // Доклады Академии Наук. 2008. Т. 423. № 6. С. 783 – 786.
445. Сидоров А. А., Савва Н. Е., Ишков Б. И., Волков А. В., Степанов В. А., Шишакова Л. Н. Дискуссии. Возраст эпiterмального золото-серебряного оруденения на месторождении Кубака (Омолонский кратонный террейн), Северо-Восток России: геологические и изотопно-геохронологические ($U-Pb$, $^{39}Ar/^{40}Ar$) ограничения // Тихоокеанская геология. 2021. Т.40. № 2. С. 90 – 97.
446. Сидоров А. А., Чехов А. Д., Волков А. В. О металлогенической эволюции палеоокраинноморской литосферы мезозоид Северо-Востока Азии // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2012. № 1. С. 2 – 7.
447. Симаков К. В., Шевченко В. М. Палеозойские магматические формации Омолонской глыбы // Магматизм Северо-Востока СССР. Тезисы докладов Первого Северо-Восточного петрографического совещания. Магадан, 1968. С. 41–73.

448. Симаненко Л. Ф., Раткин В. В. Партизанское скарново- полиметаллическое месторождение: геология, минералогия, генезис (Таухинская металлогеническая зона, Сихотэ-Алинь). М.: Наука, 2006. 158 с.
449. Синдеев А. С. Шошонит-латитовая серия Ульинского прогиба // Тихоокеанская геология. 1988. № 4. С. 35 – 41.
450. Синяков В. И. Генетические типы скарновых рудообразующих систем. Новосибирск: Наука, 199. 71 с.
451. Скрипченко Н. С. Литогидростатические барьеры как причина рудообразования в осадочно-рассольных системах // Генетические модели стратиформных месторождений свинца и цинка. Новосибирск: Наука, 1991. С. 99 – 107.
452. Смелов А. П., Тимофеев В. Ф. Террейновый анализ и геодинамическая модель формирования Северо-Азиатского кратона в раннем докембрии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 42 – 54.
453. Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1976. 688 с.
454. Смирнов В. Н. Развитие морфоструктуры Северо-Востока России в кайнозое // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий // Материалы XI сессии Северо-Восточного отделения ВМО “Региональная научно-практическая конференция, посвященная 100-летию со дня рождения Ю.А. Билибина”. Т. 3. Четвертичная геология, геоморфология, россыпи. Магадан: СВКНИИ ЛВО РАН, 2001. С. 41 – 43.
455. Соботович Э. В., Искандерова А. Д., Корольков В. Г. Раннеархейский возраст пород Тайгоносского и Омлонского массивов Тихоокеанского подвижного пояса // Геологическая интерпретация данных геохронологии. Иркутск, 1977. С. 10 – 11.
456. Современные корни теоретической геологии. Л.: Недра, 1984. 280 с.
457. Соколов С. В. Структуры аномальных геохимических полей и прогноз оруденения. СПб: МПР РФ, 1998. 154 с.
458. Соколов С. Д. Аккреционная тектоника (современное состояние проблемы) // Геотектоника. 2003. № 1. С. 3 – 18.
459. Соколов С. Д. Очерки тектоники Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60 – 78.
460. Сомов В. Ф., Кадышева Е. В., Филатов В. В. Тектонофизический анализ гравитационного поля Березовского золоторудного месторождения и прогнозно-поисковые критерии золотого оруденения, связанного с гранитоидными массивами // Литосфера. 2010. № 1. С. 94 – 102.

461. Сотников В. И. Медно-молибден-порфировая рудная формация: природа, проблема объема и границ // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 3. С. 355 – 363.
462. Сотников В. И. Фактор времени в формировании крупных гидротермальных месторождений // Соросовский образовательный журнал. 1997. № 9. С. 60 – 62.
463. Сотников В. И., Пономарчук В. А., Шевченко Д. О., Берзина А. А. Су-Мо-порфировое месторождение Эрдэнэтуин-Обо (Северная Монголия): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронология, факторы крупномасштабного рудообразования // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 6. С. 633 – 644.
464. Спиридов А. В. Золотоносные рудно-магматические системы Забайкалья. Новосибирск: Геос, 2006. 291 с.
465. Спиридов Э. М., Плетнев П. А. Месторождение медистого золота Золотая гора (о «золото-родингитовой» формации). М.: Научный Мир, 2002. 220 с.
466. Справочник по литологии / Под ред. Н. Б. Вассоевича, В. Л. Либровича, Н. В. Логвиненко, В. И. Марченко. М.: Недра, 1983. 509 с.
467. Справочное пособие по стратиформным месторождениям / Под ред. Л. Ф. Наркелюна, А. И. Трубачева. М.: Недра, 1990. 391 с.
468. Ставский А. П., Гедько М. И., Данилов В. Г. Уяндино-Ясачненская островная дуга // Геологическое картирование вулканических поясов. М.: Недра, 1994. С. 265 – 297.
469. Станевич А. М., Мащук И. М., Мазукабзов А. М., Постников А. А., Корнилова Т. А. Южный фрагмент Сибирского кратона: «ландшафтная» история за два миллиарда лет // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1. № 1. С. 103 – 118.
470. Старосельцев В. С., Долгушин С. С., Садур О. Г. Глубинное строение земной коры фрагмента профиля 2-ДВ (810 – 1100 км) на основе математического моделирования по сейсмическим и гравимагнитным данным // Структура и строение земной коры Магаданского сектора России по геолого-геофизическим данным. Новосибирск: Наука, 2007. С. 112 – 117.
471. Старостин В. И. Геодинамические типы рудоносных структур // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 1990. № 3. С. 28–47.
472. Старостин В. И. Металлогенез. М.: Книжный Дом Университет, 2014. 560 с.
473. Степанов В. И., Шишакова Л. Н., Лайпанов Х. Х. Месторождение золото-серебряной формации в вулканитах кедонской серии // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 27. 1991. С. 150 – 158.
474. Степанов В. А., Морозова Л. В., Макурин В. Н. Золото-серебряная формация. Месторождение Кубака: в кн. Многофакторные прогнозно-поисковые модели месторождений золота и серебра Северо-Востока России. М.: 1992. С. 60 – 66.

475. Степанов В. А., Шишакова Л. Н. Кубакинское золото-серебряное месторождение. Владивосток: Дальнаука, 1994. 195 с.
476. Степанов В. А., Шергина Ю. П., Шкоробогатова Г. С., Шишакова Л. Н., Рублев А. Г. Возраст руд Кубакинского месторождения золота (Омолонский массив) // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17. № 5. С. 89 – 97.
477. Степанов В. А., Мельников А. В. О продуктивности рудно-рассыпных узлов Приамурской золотоносной провинции // Разведка и охрана недр. 2017. № 1. С. 8 – 19.
478. Страна П. А. Главные типы рудных формаций. Л.: Недра, 1978. 199 с.
479. Стружков С. Ф., Константинов М. М., Аристов В. В. Новые данные по геологии и абсолютному возрасту месторождений золота и серебра Омсукчанского отрезка Охотско-Чукотского пояса // Колыма. 1994. № 10. С. 13 – 16.
480. Суплецов В. М. Телескопирование благороднометалльного оруденения в металлогенических зонах и месторождениях Верхояно-Чукотской провинции // Геология, тектоника и металлогенез Северо-Азиатского кратона: материалы Всероссийской конференции. Якутск: ИГАБМ СО РАН, 2011. С. 183 – 187.
481. Сурков В. С., Сальников А. С., Кузнецов В. Л., Липилин А. В., Селезнев В. С., Еманов А. Ф., Соловьев В. М. Строение земной коры Магаданского сектора Северо-Востока России по данным ГСЗ // Структура и строение земной коры Магаданского сектора России по геолого-геофизическим данным. Новосибирск: Наука, 2007. С. 13 – 21.
482. Сыркин П. П. Нятвенский комплекс Приколымья – аналог трапповой формации Сибирской платформы // Магматизм Северо-Востока Азии. Труды Первого Северо-Восточного петрографического совещания. Часть II. Магаданское книжное издательство, 1975. С. 36 – 41.
483. Тарабукин В. П. О границе кембрия и ордовика на Северо-Востоке России (на основе изучения конодонтов) // Новости палеонтологии и стратиграфии – приложение к журналу «Геология и геофизика». 2008. № 10 – 11. С. 166 – 170.
484. Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: 1977. 280 с.
485. Твалчрелидзе Г. А. Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей (на металлогенической основе). М.: Недра, 1966. 175 с.
486. Тектоника, геодинамика и металлогенез территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука/Интерperiодика», 2001. 571 с.
487. Терехов М. И. Стратиграфия и тектоника южной части Омолонского массива. М.: Наука, 1979. 116 с.

488. Тильман С. М., Парфенов Л. М., Натапов Л. М. Аккреционная тектоника и черты металлогении Северо-Востока СССР // Актуальные проблемы тектоники СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Тезисы докладов XX Всесоюзного совещания. Москва, 1987. С. 63 – 64.
489. Типоморфизм минералов: Справочник / Под ред. Л.В.Чернышевой. М.: Недра, 1989. 560 с.
490. Типоморфизм самородного золота. Методические рекомендации для геологоразведочных работ / Под ред. А. И. Кривцова, С. С. Вартаняна М.: ЦНИГРИ, 2003. 70 с.
491. Тихомиров П. Л. Меловой окраинно-континентальный магматизм Северо-Востока Азии и вопросы генезиса крупнейших фанерозойских провинций кремнекислого вулканизма. М.: ГЕОС, 2020. 376 с.
492. Ткачев А. В., Рундквист Д. В. Глобальные тенденции в эволюции металлогенических процессов как отражение суперконтинентальной цикличности // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58. № 4. С. 295 – 318.
493. Ткаченко В. И. Докембрийские отложения в структуре Приколымского поднятия // Региональная геодинамика и стратиграфия Азиатской части СССР. Л.: ВСЕГЕИ, 1992. С.49 – 64.
494. Ткаченко В. И., Березнер Д. С. Позднерифейский рифтогенный терригенно-вулканогенный комплекс Восточного Приколымья // Отечественная геология. 1995. № 2. С. 37 – 44.
495. Ткаченко В. И., Щербакова И. П. О строении и метаморфизме докембрая Приколымья // Метаморфические комплексы Северо-Востока СССР, их рудоносность и геологическое картирование. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1991. С. 74 – 87.
496. Томсон И. Н., Кочнева Н. Т., Кравцов В. С. Металлогения скрытых линеаментов и концентрических структур. М.: Недра, 1984. 190 с.
497. Третьяков А. А., Дегтярев К. Е., Каныгина Н. А., Летникова Е. Ф., Жимулев С. И., Ковач В. П., Данукалов Н. К., Lee H. Y. Позднедокембрйские метаморфические комплексы Улутаусского массива (Центральный Казахстан): возраст, состав и обстановки образования протолитов // Геотектоника. 2020. № 5. С. 3 – 28.
498. Третьяков А. В. Закономерности россыпной золотоносности востока Казахстана // Известия НАН РК, серия геологическая. 2010. № 1. С. 39 – 45.
499. Третьяков Ф. Ф. Эволюция тектонических структур Колымского массива. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1987. 140 с.

500. Третьяков Ф. Ф. Раннепалеозойские рифтовые структуры в основании Верхоянского складчатого пояса // Отечественная геология. 2004. № 5. С. 57 – 60.
501. Третьяков Ф. Ф. О тектоническом строении Приколымского террейна Верхояно-Колымской орогенной области (структурно-статистический анализ) // Отечественная геология. 2016. № 6. С. 85 – 90.
502. Трунилина В. А., Орлов Ю. С., Роев С. П. Магматические ассоциации Уяндино-Ясачненского вулкано-плутонического пояса и его геодинамическая природа // Отечественная геология. 2004. № 4. С. 61 – 67.
503. Тугаринов А. И., Карпенко С. Ф., Ляликов А. В. Изотопный состав свинца руд и пород стратиформных свинцово-цинковых месторождений юго-восточной Якутии // Геохронология гранитоидов Монголо-Охотского пояса. М.: Наука, 1980. С. 58 – 63.
504. Туркина О. М., Ножкин А. Д., Баянова Т. Б., Дмитриева Н. В., Травин А. В. Докембрийские терреины юго-западного обрамления Сибирского кратона: изотопные провинции, этапы формирования коры и аккреционно-коллизионных событий // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 80 – 92.
505. Тюкова Е. Э., Ворошин С. В. Изотопный состав серы в сульфидах руд и вмещающих пород Верхне-Колымского региона // Тихоокеанская геология. 2008. Т. 27. № 1. С. 27 – 43.
506. Умитбаев Р. Б. Охотско-Чаунская металлогеническая провинция (строительство, рудоносность, аналоги). М.: Наука, 1986. 273 с.
507. Фаворская М. А., Томсон И. Н. Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений. М.: Недра, 1974. 192 с.
508. Фадеев А. П. Магнетитовые скарны ручья Хрустального (Омолонский массив) // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Выпуск 21. Магаданское книжное издательство, 1974. С. 319 – 321.
509. Фадеев А. П. Железорудные проявления Южно-Омолонского района // Колыма. 1975. № 6. С. 41 – 43.
510. Фадеев А. П. Новые данные о докембрийских базитовых интрузиях Омолонского массива // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Выпуск 22. Магаданское книжное издательство, 1975. С. 245 – 247.
511. Фадеев А. П., Шпетный А. П. Особенности геологического строения Амандыканско-щелочного plutона // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Выпуск 24. Магаданское книжное издательство, 1978. С. 53 – 60.

512. Феоктистов В. П., Иогансон А. К., Неклюдов А. Г. Металлогенез осадочных бассейнов. СПб: ВСЕГЕИ МПР РФ, 1997. 75 с.
513. Филатова Н. И., Хайн В. Е. Кратон Арктида и неопротерозойские – мезозойские орогенные пояса циркумполярного региона // Геотектоника. 2010. № 3. С. 3 – 29.
514. Фирсов Л. В. Золото-кварцевая формация Яно-Колымского пояса. Новосибирск: Наука, 1985. 217 с.
515. Фишман Н. В., Юшкин Н. Л. Проблемы металлогенеза Европейского Северо-Востока. Серия препринтов «Научные доклады». Вып. 57. Коми филиал АН СССР, 1980. 29 с.
516. Флеров И. Б. Реликты пенепленизированного рельефа и коры выветривания в бассейне среднего течения р. Колымы // Колыма. 1970. № 12. С. 43–45.
517. Флеров И. Б., Шишков В. А., Шашурина И. Т. О морфологии и возрасте золоторудных тел Шаманихо-Столбовского района//Колыма. 1970. №10. С. 41 – 42.
518. Флеров И. Б. Опыт систематики россыпей золота Шаманихо-Столбовского района по условиям их формирования // Колыма. 1971. № 4. С. 39 – 41.
519. Флеров И. Б. Вехи и вешки «геологической экспансии» Колымо-Чукотского края // Колымские вести. 2002. № 17. С. 34 – 42.
520. Фомина М. И. Золото-редкометалльное оруденение в экзоконтактах палеозойских интрузивов (Омолонский массив) // Проблемы геологии и металлогенеза рудных районов Северо-Востока России: сборник научных трудов. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2005. С. 77 – 92.
521. Фомина М. И. Золото-кварцевая формация Омолонского массива (на примере рудных полей Джугаджак и Нодди). Автореф. дисс. канд. геол-мин. наук. 2006. 22 с.
522. Фомина М. И. Нетрадиционный тип Au-Te-Bi оруденения на Омолонском массиве (на примере рудопроявлений Джугаджак и Нодди) // Региональная геология и металлогенез. 2011. № 48. С. 116 – 123.
523. Фомина М. И. Типоморфные особенности самородного золота на Омолонском массиве // Материалы Всероссийской конференции «Рудообразующие процессы: от генетических концепций к прогнозу и открытию новых рудных провинций и месторождений». М.: ИГЕМ РАН, 2013. С. 113.
524. Фридовский В. Ю., Горячев Н. А., Крымский Р. Ш., Кудрин М. В., Беляцкий Б. В., Сергеев С. А. Возраст золотого оруденения Яно-Колымского металлогенического пояса, Северо-Восток России: первые данные Re-Os изотопной геохронологии самородного золота // Тихоокеанская геология. 2021. Т. 40. № 4. С. 18 – 32. DOI: 10.30911/0207-4028-2021-40-4-18-32

525. Фролова Т. И., Бурикова И. А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. М: Изд-во МГУ, 1997. 320 с.
526. Фурдуй Р. С. Некоторые вопросы геологии и металлогении Приколымского поднятия // Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Вып. 8. Якутск, 1962. С. 35 – 45.
527. Хайн В. Е. От геологических формаций к литодинамическим комплексам // Вестник МГУ. Серия геологическая. 1991. № 3. С. 18 – 21.
528. Хайн В. Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 606 с.
529. Хайн В. Е., Рябухин А. Г., Наймарк А. А. История и методология геологических наук. М.: Издательский центр «Академия», 2008. 416 с.
530. Хайн В. Е., Филатова Н. И., Полякова И. Д. Тектоника, геодинамика и перспективы нефтегазоносности Восточно-Арктических морей и их континентального обрамления. М.: Наука. 2009. Тр. ГИН РАН. Вып. 601. 227 с.
531. Хомич В. Г., Борискина Н. Г. Геолого-геофизические факторы контроля проявлений золотой минерализации на сопредельных территориях России и Китая // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2009. № 2. С. 69 – 76.
532. Хомич В. Г., Борискина Н. Г. Природа позднемезозойских рудно-магматических систем Алданского щита // Литосфера. 2016. № 2. С. 70 – 90.
533. Худолей А. К. Тектоника пассивных окраин древних континентов (на примере восточной окраины Сибирской и западной окраины Североамериканской платформ. Дисс. докт. геол.-мин. наук. 2003. 38 с.
534. Худолей А. К., Сирс Д., Чемберлен К., МакЛин Д., Прокопьев А. В., Ковач В. П., Загорная Н. Ю., Кропачев А. П., Серкина Г. Г. Эволюция юго-восточной окраины Сибирской платформы в протерозое по данным U-Pb и Sm-Nd изотопно-geoхронологических исследований рифейско-нижнекембрийских осадочных толщ Сеттэ-Дабана // Области активного тектоногенеза в современной и древней истории Земли. Материалы XI Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2007. С. 335 – 338.
535. Худолей А. К., Ткаченко В. И., Матуков Д. И., Бережная Н. Г., Сергеев С. А. Новые данные о возрасте докембрийских вулканитов хацдонской серии (Восточное Приколымье) // Доклады Академии Наук. 2006. Т.411. № 4. С. 505 – 509.
536. Цыкарев С. И. Основные черты тектонического строения Юго-Восточного Приколымского поднятия // Тектоника и минерагения Северо-Востока СССР в свете современных тектонических концепций. Тезисы докладов школы-семинара. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. С. 237 – 238.

537. Черезов А. М. Структурный тип жильных гидротермальных месторождений в зонах сдвига // Разведка и охрана недр. 1988. № 12. С. 10 – 12.
538. Черняев Е. В., Черняева Е. И. Структура и условия локализации золотого оруденения Кубакинского рудного поля // Известия Томского политехнического университета. 2001. Т.304. Вып. 23: Геология, поиски и разведка полезных ископаемых Сибири. С. 225 – 243.
539. Чернышев И. В., Шпикерман В. И. Изотопный состав рудного свинца как отражение блокового строения центральной части Северо-Востока Азии // Доклады Академии Наук. 2001. Т. 377. № 4. С. 530 – 533.
540. Чехов А. Д. Тектоническая эволюция Северо-Востока Азии (окраинноморская модель). М.: Научный мир, 2000. 204 с.
541. Чиков Б. М. Строение и развитие Охотского срединного массива // Тектоника Сибири. Том V. Тектоника складчатых областей Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1970. С. 74 – 82.
542. Чиков Б. М. Срединные массивы и вопросы тектонического районирования складчатых сооружений. Новосибирск: Наука, 1978. 294 с.
543. Шатков Г. А. Краснокаменский тип урановых месторождений как важнейший резерв промышленного уранового оруденения Стрельцовского рудного узла // Региональная геология и металлогения. 2017. № 69. С. 88 – 95.
544. Шатова Н. В., Серегин С. В. Новые изотопно-геохимические данные для некоторых магматических комплексов южной части Омолонского массива (Магаданская область) // Петрология и геодинамика геологических процессов: Материалы XIII Всероссийского петрографического совещания. Т. 3. Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2021. С. 232 – 234.
545. Шатский Н. С. Геотектоническая закономерность распределения эндогенных рудных месторождений // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1960. № 11. С. 9 – 18.
546. Шахтыров В. Г. Кинематическая интерпретация структуры золото-серебряного месторождения Ольча // Минералогия и генетические особенности месторождений золота и серебра. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1996. С. 27 – 38.
547. Шацкий В. С., Ситникова Е. С., Томиленко А. А., Рагозин А. Л., Козьменко О. А., Ягоутц Э. Эклогит-гнейсовый комплекс Муйской глыбы (Восточная Сибирь): возраст, минералогия, геохимия, петрология // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 6. С. 657 – 682.
548. Шашурина И. Т., Шишkin В. А. Метаизверженные породы Приколымского поднятия и некоторые черты их металлоносности // Магматизм и металлогения Северо-Востока

Азии. Тезисы докладов Второго Северо-Восточного петрографического совещания. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ, 1980. С. 113 – 114.

549. Шевченко В. М. Архей и протерозой Омolonского массива. Петрология и изотопный возраст. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2006. 176 с.

550. Шевченко Б. Ф., Горошко М. В., Диценко А. Н., Гурьянов В. А., Старосельцев В. С., Сальников А. С. Глубинное строение, мезозойская тектоника и геодинамика области сочленения восточной части Центрально-Азиатского пояса и Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 12. С. 2122 – 2131.

551. Шер С. Д. Металлогения золота (Евразия, Африка, Южная Америка). М.: Недра, 1974. 205 с.

552. Шиштин В. А. К вопросу об интрузивных и метаморфических образованиях Шаманихо-Столбовского района Приколымья // Магматизм Северо-Востока Азии. Труды Первого Северо-Восточного петрографического совещания. Часть II. Магаданская книжная типография, 1975. С. 42 – 50.

553. Шиштин В. А. О структурном положении и формационной принадлежности чилистяхского интрузивного комплекса (Приколымское поднятие) // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. 1977. № 23. Кн. 1. С. 74 – 79.

554. Шиштин В. А. Метаморфический комплекс Приколымского поднятия. М.: Наука, 1979. 111 с.

555. Шмонов В. М., Витовтова В. М., Жариков А. В. Влияние сейсмического воздействия на проницаемость горных пород (аналитическое и экспериментальное исследование) // Экспериментальная минералогия: некоторые итоги на рубеже столетий. Т.1. Москва: Наука, 2004. С. 345 – 363.

556. Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. М.: Изд-во иностранной литературы, 1958. 503 с.

557. Шпетный А. П. Сравнительная характеристика меловых вулканитов Омлонского массива и прилегающей части ОЧВП // Магматизм и металлогения Северо-Востока Азии. Тезисы докладов Второго Северо-Восточного петрографического совещания. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ, 1980. С. 54 – 55.

558. Шпикерман. В. И. Полиметаллическое оруденение Омулевского поднятия (Северо-Восток СССР). Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. 164 с.

559. Шпикерман В. И. Доорогенные рудные формации Северо-Востока СССР // Рудные формации Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. С. 100 – 109.

560. Шпикерман В.И. Стратиформное оруденение центральной части Северо-Востока России // Стратиформное оруденение осадочных и осадочно-вулканогенных формаций Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1996. С. 5 – 20.
561. Шпикерман В. И., Шпикерман Л. А. Протерозойские медистые песчаники и сланцы Приколымья // Стратиформное оруденение осадочных и вулканогенно-осадочных формаций Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1996. С. 35 – 44.
562. Шпикерман В. И. Домеловая минерагения Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 333 с.
563. Шпикерман В. И., Брусицына Е. А. Новая схема распространения протерозойских образований Восточного Приколымья // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. Материалы X Всероссийской научно-практической конференции с международным участием. 08 – 10 апреля 2020 г. Якутск: Издательский дом СВФУ, 2020. С. 158 – 162.
564. Шпикерман В. И., Горячев Н. А., Егоров В. Н. О силурийском тектогенезе, магматизме и метаморфизме на Северо-Востоке Азии // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. Т. 1. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. С. 102 – 103.
565. Шпикерман В. И., Горячев Н. А., Раткин В. В., Чугаев А. В. Геология изотопов рудного свинца юга Омулевского террейна (Циркумалазейский металлогенический пояс) // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы Третьей Всероссийской конференции с международным участием, Владивосток, 20 – 23 сентября 2016 г. Владивосток: Дальнаука, 2016. С. 386 – 388.
566. Шпикерман В. И., Чернышев И. В., Агапова А. А., Троицкий В. А. Геология изотопов рудного свинца центральных районов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1993. 67 с.
567. Шульдинер В. И. Докембрийский фундамент Тихоокеанского пояса и обрамляющих платформ. М.: Недра, 1982. 226 с.
568. Щеглов А. Д. К проблеме рудных районов: некоторые теоретические и прикладные аспекты // Записки Санкт-Петербургского государственного горного института. 1997. Т. 143. С. 7 – 15.
569. Щеглов А. Д. Современное состояние теоретических основ металлогении. Л.: Институт естествознания и техники АН СССР: 1989. 24 с.
570. Щербаков Ю. Г. Геохимическая классификация элементов // Доклады Академии наук СССР. 1965. Т. 164. № 4. С. 917 – 920.

571. Щербаков Ю. Г. Геохимическая эволюция Земли и эндогенное рудообразование // Золото и редкие элементы в геохимических процессах. Новосибирск: Наука, 1976. С. 14 – 33.
572. Щербаков Ю. Г. Геохимия в металлогеническом анализе // Геохимия рудообразующих систем и металлогенический анализ. Новосибирск: Наука, 1989. С. 190 – 204.
573. Щербакова И. П., Березнер О. С., Беус В. А., Ткаченко В. И. Дорифейский метаморфический комплекс в Приколымье // Магматические и метаморфические комплексы Северо-Востока СССР и составление Госгеолкарты-50. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. С. 75 – 76.
574. Юдович Я. Е., Кетрис М. П. Элементы-примеси в черных сланцах. Екатеринбург: УИФ «Наука», 1994. 304 с.
575. Юргенсон Г. А. Малоглубинные месторождения золота и серебра, условия образования и минералого-геохимическая технология их глубинных поисков и оценки // Ученые записки ЗабГГПУ. 2011. Т. 36. № 1. С. 136 – 145.
576. Юричев А. Н. Геолого-генетическая модель образования и потенциальная рудоносность мафит-ультрамафитовых массивов Талажинского и Кулибинского комплекса Восточного Саяна. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. 2011. 22 с.
577. Юркова М. В. Минералогия руд Сохатиного месторождения (Республика Саха) // Минерально-сырьевая база алмазов, благородных и цветных металлов – от прогноза к добыче. Сборник тезисов докладов I Молодежной научно-образовательной конференции ЦНИГРИ. 19–21 февраля 2020 г. М.: ЦНИГРИ, 2020. С. 225 – 227.
578. Яншин А. Л. Принцип актуализма и проблемы эволюции геологических процессов // Пути и методы познания закономерностей развития Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 1 – 8.
579. Ярмолюк В. В., Коваленко В. И. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука, 1991. 263 с.
580. Appold M. S., Zachary J. W. Composition of Ore Fluid Inclusions from the Viburnum Trend, Southeast Missouri District, United States: Implication for Transport and Precipitation Mechanisms // Economic Geology. 2011. V. 106. № 1. P. 55 – 78.
581. Bastin E. S. The Nickel-Cobalt-Native Silver Ore-type // Economic Geology. 1939. V. 34. P. 1 – 40.
582. Bauer M. S., Burish M., Ostendorf J., Krause J., Frenzel M., Seifert T., Gutzmer J. Trace element geochemistry of sphalerite in contrasting hydrothermal fluid systems of the Freiberg district, Germany: insights from LA-ICP-MS analysis, near-infrared light microthermometry of sphalerite-hosted fluid inclusions, and sulfure geochemistry // Mineralium Deposita. 2019. V. 54. P. 237 – 262.

583. Bekker A., Slack J. F., Planavsky N., Krape B., Hofmann A., Konhauser K. O., Rouxel O. J. Iron Formation: The Sedimentary Product of a Complex Interplay among Mantle, Tectonic, Oceanic and Biospheric Processes // *Economic Geology*. 2010. V. 105. P. 467 – 508.
584. Bleeker W., Hall B. The Slave craton: geological and metallogenic evolution // *Mineral deposits of Canada: synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces and exploration methods*. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication. 2007. № 5. P. 849 – 879.
585. Burish M., Gerdes A., Walter B., Neumann U., Fettel M., Markl G. Methane and the origin of five-element veins: Mineralogy, age fluid inclusion chemistry and ore forming processes in the Odenwald // *Ore Geology Reviews*. 2017. V. 81. P. 42 – 61.
586. Boyle R. W. The Geochemistry of Gold and its Deposits. Geological Survey of Canada. Bulletin 280. 1979. 584 p.
587. Cave B. J., Pitcairn J. K., Craw D., Large R. R., Thompson J. M., Johnson S. C. A metamorphic mineral source for tungsten in the turbidite-hosted orogenic gold deposits of the Otago Schist, New Zealand // *Mineralium Deposita*. 2018. V. 52. № 4. P. 515 – 537.
588. Cawood P. A., Hawkesworth C. J. Temporal Relations between Mineral Deposits and Global Tectonic Cycles // *Ore Deposits in an Evolving Earth*. Geological Society, London, Special Publication 393. 2015. P. 9 – 21.
589. Chang Z., Ross L. R., Maslennikov V. Sulfur isotopes in sediment-hosted orogenic gold deposits: Evidence for an early timing and a seawater sulfur source // *Geology*. 2008. V.36. № 12. P. 971 – 974.
590. Christopher J. M., Jackson S., Yang Z., Davis W., Eglington B. Tracing the transition of gold from source to sponge to sink // *Economic Geology*. 2017. V. 112. P. 169 – 183.
591. Colvine A. C., Fyon J. A., Heather K. B., Marmont S., Smith P. M., Troop D. G. Archean Lode Gold Deposits in Ontario. Ontario Geological Survey Miscellaneous Paper 139. 1988. P. 138.
592. Cox D. P., Singer D. A. Mineral deposits models. United States Geological Survey. Bulletin 1693. 1986. 379 p.
593. Cox S. F. Fluid flow in mid- to deep crustal shear systems: Experimental constraints, observations on exhumed high fluid flux shear systems, and implications for seismogenic processes // *Earth Planets Space*. 2002. V. 54. P. 1121 – 1125.
594. Cox S. F. Injection-drive swarm seismicity and permeability enhancement: implication for the dynamics of hydrothermal ore systems in high fluid-flux, overpressured faulting regime // *Economic Geology*. 2016. V. 111. № 3. P. 559 – 587.

595. Davis W. J., Bleeker W. Timing of plutonism, deformation, and metamorphism in the Yellowknife Domain, Slave Province, Canada // Canadian Journal of Earth Sciences. 1999. V. 36. P. 1169 – 1187.
596. Davis G. H., Bump A. P. Structural geologic evolution of the Colorado Plateau // Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplifts, and Ridge and Terrane Collision. The Geological Society of America Memoir 204. 2009. P. 99 – 131.
597. Dai Y., Zhu Y., Zhang L., Zhu M. Meso- and Neoarchean Banded Iron Formation and Genesis of High-Grade Magnetite Ores in the Ashan-Benxi Area, North China Craton // Economic Geology. 2017. V. 112. P. 1629 – 1651.
598. De Wit M., Thiart C. Metallogenic fingerprints of Archean cratons // Geological Society, London: Special Publications. 2005. V. 248. P. 59 – 70.
599. Ferguson C. A., Enders M. S., Peters L., McIntosh W. C. Mid-Tertiary geology and geochronology of the Clifton-Morenci area, southeastern Arizona: Arizona Geological Survey Open-File Report 00-7. 2000. 69 p.
600. Franklin J. M., Kissin S. A., Smyk M. C., Scott S. D. Silver deposits associated with Proterozoic rocks of the Thunder Bay District, Ontario // Canadian Journal of Earth Sciences. 1986. V. 23. P. 1576 – 1591.
601. Goldfarb R. J., Bradley D., Leach D. L. Secular Variation in Economic Geology // Economic Geology. 2010. V. 105. P. 459 – 465.
602. Goshko E. Yu., Efimov A. S., Sal'nikov A. S. The recent structure and the assumed history of formation of the crust in the south-eastern segment of the North Asian craton along Reference Profile 3-DV // Geodynamics & Tectonophysics. 2014. V. 5. № 3. P. 785 – 798.
603. Groves D. I., Goldfarb R. J., Robert F., Hart C. J. R. Gold Deposits in Metamorphic Belts: Overview of Current Understanding, Outstanding Problems, Future Research, and Exploration Significance // Economic Geology. 2003. V. 98. P. 1 – 31.
604. Guillou-Frottier L., Burov E. B., Mile'si J. P. Genetic links between ash-flow calderas and associated ore deposits as revealed by large-scale thermo-mechanical modeling // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2000. V. 102. P. 339 – 361.
605. Jensen E. P., Barton M. D. Geology, petrochemistry, and time-space evolution of the Cripple Creek district, Colorado // The Geological Society of America Field Guide. 2007. № 10. P. 63 – 78.
606. Hacker B. R., Calvert A., Zhang R. Y., Ernst W. G., Liou J.G. Ultrarapid exhumation of ultrahigh-pressure diamond-bearing metasedimentary rocks of the Kochetav Massif, Kazakhstan // Lithos. 2003. V. 70. P. 61 – 75.

607. Hayes T., Cox D., Piatak N., Seal R. Sediment-Hosted Stratabound Copper Deposit Model. Mineral Deposit Models for Resource Assessment. Scientific Investigations Report 2010-5070-M. U.S. Geological Survey, 2010. 147 p.
608. Hedenquist, J. W. Mineralization associated with volcanic-related hydrothermal systems in the Circum-Pacific Basin: in M.K. Horn, ed. Transactions of the Fourth Circum Pacific Conference on Energy and Mineral Resources: Singapore, 18-22 August. 1987, American Association of Petroleum Geologists. P. 517 – 524.
609. Hedenquist J. W., Garcia Jr. Sulfur isotope systematics in the Lepanto mining district, Northern Luzon, Philippines // Mining Geology. 1990. V. 40. P. 67.
610. Hedenquist J. W., Arribas A. R., Gonzalez-Urien E. Exploration for Epithermal Gold Deposits // SEG Reviews. 2000. V. 13. P. 245 – 277.
611. Hitzman M. W., Selley D., Bull S. Formation of Sedimentary Rock-Hosted Stratiform Copper Deposits through Earth History // Economic Geology. 2010. V.105. P. 627 – 639.
612. Ingebritsen S. E., Appold M. S. The Physical Hydrogeology of Ore Deposits // Economic Geology. 2012. V. 107. № 4. P. 559 – 584.
613. Ivanov A. V., Levitsky I. V., Levitsky V. I., Demontrova E. I., Reznitsky L. Z. Paleoarchean mafic rocks of the Southwestern Siberian craton: preliminary geochronology and geochemical characterization // Geodynamics & Tectonophysics. 2017. V. 8. № 3. P. 477 – 480.
614. James D. E. The combine use of oxygen and abiogenic isotopes as indicators of crustal contamination // Annual Rev. Earth Planet Sci. 1981. V. 9. P. 311 – 344.
615. Jensen E. P., Barton M. D. Geology, petrochemistry, and time-space evolution of the Cripple Creek district, Colorado // The Geological Society of America Field Guide. 2007. № 10. P.63 – 78.
616. Jones D. L., Howell D. G., Coney P. J., Monger J. W. H. Recognition, character and analysis of tectonostratigraphic terranes in western North America // Accretion tectonics in the Circum-Pacific regions. Tokyo: Terra Sci. Pub. Co., 1983. P. 21 – 35.
617. Karlstrom K. E., Humphreys E. D. Persistent influence of Proterozoic accretionary boundaries in the tectonic evolution of southwestern North America: Interaction of cratonic grain and mantle modification events // Rocky Mountain Geology. 1998. V. 33. № 2. P. 161 – 179.
618. Kelley D. K., Ludington S. Cripple Creek and other alkaline-related gold deposits in the southern Rocky Mountains, USA: influence of regional tectonics // Mineralium Deposita. 2002. V.37. P. 38 – 60.

619. Kiselev A. I., Kochnev B. B., Yarmolyuk V. V., Rogov V. I., Egorov K. N. The Early Paleozoic magmatism in the northeastern Siberian craton // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2016. V. 7. № 2. P. 233 – 250.
620. Khudoley A. K., Rainbird R. H., Stern R. A., Kropachev A. P., Heaman L. M., Zanin A. M., Podkovyrov V. N., Belova V. N., Sukhorukov V. I. Sedimentary evolution of the Riphean-Vendian basin of southeastern Siberia // *Precambrian Research*. 2001. V. 111. P. 129 – 163.
621. Khudoley A. K., Guriev G. A. Influence of syn-sedimentary faults on orogenic structures: examples from the Neoproterozoic-Mezozoic East Siberia passive margin // *Tectonophysics*. 2003. V. 365. P. 23 – 43.
622. Kotkova J., Kullerud K., Srein V., Drabek M., Skoda R. The Kongsberg silver deposit, Norway: Ag-Hg-Sb mineralization and constraints for the formation of the deposits // *Mineralium Deposita*. 2016. 53(3). P. 531 – 545.
623. Kucha H., Schroll E., Raith J. G., Halas S. Sphalerite Formation in Carbonate-Hosted Zn-Pb Ores, Bleiberg, Austria: Micro- to Nanotextural and Sulfur Isotope Evidence // *Economic Geology*. 2010. V. 105. № 5. P. 1005 – 1023.
624. Large R. R., Mukherjee I., Gregory D. D., Steadman J. A., Maslennikov V. V., Meffre S. Ocean and Atmosphere Geochemical Proxies Derived from Trace Elements in Marine Pyrite: Implications for Ore Genesis in Sedimentary Basins // *Economic Geology*. 2017. V. 112. P. 423 – 450.
625. Leach D. L., Bradley D., Lewchuk M. T., Symons D. T., Marsily G., Brannon J. Mississippi valley-type lead-zinc deposits through geological time: Implications from recent age-dating research // *Mineralium Deposita*. 2001. V. 36. № 8. P. 711 – 740.
626. Mair J. L., Farmer G. L., Groves D. I., Hart C. J. R., Goldfarb R. J. Petrogenesis of Postcollisional Magmatism at Scheelite Dome, Yukon, Canada: Evidence for a Lithospheric Mantle Source for Magmas Associated with Intrusion-Related Gold Systems // *Economic Geology*. 2011. V. 106. P. 451 – 480.
627. Maruyama S., Masago H., Katayama I., Iwase Y., Toiumi M., Omori S., Aoki K. A new perspective on metamorphism and meta metamorphic belts // *Gondwana Research*. 2010. V. 18. Issue 1. P. 106 – 137.
628. McCoy D., Newberry R. J., Layer P. Plutonic-Related Gold Deposits of Interior Alaska // *Economic Geology Monograph 9: Mineral Deposits of Alaska*. 1997. P. 191 – 241.
629. McGowan, R. R., Roberts, S., Foster, R. P., Boyce, A. J., Coller, D. Origin of the copper-cobalt deposits of the Zambian Copperbelt: An epigenetic view from Nchanga // *Geology*. 2003. V. 31. P. 497 – 500.

630. Meshide M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeites with the Nb-Zr-Y diagram // *Chem. Geol.* 1986. V. 56. P. 207 – 218.
631. Middlemost E. A. K. Naming material in the magma/igneous rock system // *Earth-Science Reviews*. 1994. V. 37. P. 215 – 224.
632. Miyashiro A. Metamorphism and Metamorphic belts. George Allen and Unwin, London. 1973. 492 p.
633. Monger J. W. H. Overview of Cordilleran geology // Western Canada Sedimentary basin. Calgary: Canad. Soc. Petrol Geologists, 1989. P. 9 – 32.
634. Monger J., Price R. The Canadian Cordillera: Geology and tectonic evolution // *CSEG Recorder*. 2002. № 2. P. 17 – 36.
635. Nishiwaki C., Uyeda S. Accretion Tectonics and Metallogenesis // Accretion tectonics in the Circum-Pacific regions. Tokyo: Terra Sci. Pub. Co., 1983. P. 349 – 355.
636. Nokleberg, W. J., ed. Metallogenesis and Tectonics of Northeast Asia: U.S. Geological Survey Professional Paper 1765, 2010. 624 p.
637. Ohmoto H., Goldhaber M. B. Sulfur and carbon isotopes // In: Barnes H.L. (Ed.) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 3rd ed. – New York: John Wiley and Sons, 1997. P. 517 – 612.
638. Ootes L., Morelli R. M., Creaser R. A., Lentz B. R., Falck H., Davis W. J. The Timing of Yellowknife Gold Mineralization: a Temporal Relationship with Crustal Anatexis // *Economic Geology*. 2011. V. 106. P. 713 – 720.
639. Pearce J. A., Harris N. B., Tindle A. G. Trace elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *Journal of Petrology*. 1984. V. 25. P. 956 – 983.
640. Pearce J. A., Norry M. J. Petrogenetic implication of Ti, Zr, Y and Nb variation in volcanic rocks // *Contribution of Mineral Petrology*. 1979. V. 69. P. 33 – 47.
641. Percival J. A. Geology and Metallogeny of the Superior Province, Canada // *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, Special Publication. 2007. P. 21 – 57.
642. Pirajno F. Hydrothermal processes and Mineral Systems. Springer Science + Business Media B.V. 2009. 1250 p.
643. Poulsen K. H., Robert F., Dube B. Geological classification of Canadian gold deposits // *Geological Survey of Canada Bulletin* 540. 2000. P. 106.
644. Richards J. P. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu–Mo–Au deposit formation. *Economic Geology*. 2003. V. 98. P. 1515 – 1533.

645. Sillitoe R. H. Relation of Metal Provinces in Western America to Subduction of Oceanic Lithosphere // Bull. Geology Society of America. 1972. V. 83. P. 813 – 818.
646. Sillitoe R. H. Enigmatic origins of giant gold deposits, in Cluer, J. K., Price, Struhsacker, E. M., Hardyman, R. F., and Morris, C.L., eds. Geology and Ore Deposits 2000: The Great and Beyond: Geological Society of Nevada Symposium Proceedings, May 15 –18, 2000. P. 1 – 18.
647. Sillitoe R. H. Special Paper: Major Gold Deposits and Belts of the North and South American Cordillera: Distribution, Tectonomagmatic Settings, and Metallogenic Considerations // Economic Geology. 2008. V. 103. P. 663 – 687.
648. Sillitoe R. H. Porphyry Copper Systems // Economic Geology. 2009. V. 105. P. 3 – 41.
649. Sillitoe R. H., Hedenquist J. W. Linkages between volcanotectonic setting, ore-fluid composition an epitermal precious-metals deposits // SEG Special Publication. 10. 2003. P. 315 – 343.
650. Sillitoe R. H., Perello J., Alfredo G. Sulfide-Bearing Veinlets throughout the Stratiform Mineralization of the Central African Copperbelt: Temporal and Genetic Implication // Economic Geology. 2010. V. 105. P. 1361 – 1368.
651. Shelton K. L., Gregg J. M., Johnson A. W. Replacement Dolomites and Ore Sulfides as Recorders of Multiple Fluids and Fluid Sources in the Southeast Missouri Mississippi valley-Type District: Halogen- $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{34}\text{S}$ ystematics in the Bonneterre Dolomite // Economic Geology. Vol. 104. № 5. 2009. P. 733 – 748.
652. Shepard S. M. F., Nielsen R. L., Taylor H. P. Hydrogen and Oxygen Isotope Ratios in Minerals from Porphyry Copper Deposits // Economic Geology. 1971. V. 66. № 4. P. 515 – 542.
653. Stacey J. S., Kramers J. D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth and planetary science letters. 1975. V. 26. № 2. P. 207 – 221.
654. Stokes T. R., Zentilli M., Culshaw N. Structural and lithological controls of gold-bearing quartz-breccia zones in Archean metaturbidites, Gordon Lake, Northwest Territories, Canada // Canadian Journal of Earth Sciences. 1990. V. 27. № 12. P. 1577 – 1589.
655. Taylor H. P. The effect of assimilation of rocks by magmas: $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ systematics in igneous rocks // Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. V. 47. № 2. P. 243 – 254.
656. Timofeev A. The Origin of Niobium and Tantalum Mineralization in the Nechalacho REE Deposits, NWT, Canada // Economic Geology. 2015. V. 110. P. 1719–1735.
657. Titley S. T., Zurcher L. Regional geology and ore-deposit styles of the trans-border region, southwestern North America // Ores and orogenesis: Circum-Pacific tectonics, geologic evolution, and ore deposits: Arizona Geological Society Digest. 2008. V. 22. P. 275 – 294.

658. Torrealday H. I., Hitzman M. W., Stein H. J., Markley R. J., Armstrong R., Broughton D. Re-Os and U-Pb dating of the Vein-Hosted Mineralization at the Kansanshi Copper Deposit, Northern Zambia // Economic Geology. 2000. V. 95. P. 1165 – 1170.
659. Veizer J., Laznicka P., Jansen S. L. Mineralization through Geologic Time: Recycling Perspective // American Journal of Science. 1989. V. 289. P. 484 – 524.
660. Vikent'eva O. V., Prokofiev Y. V., Gamyanin G. N., Goryachev N. A., Bortnikov N. S. Intrusion-related gold-bismuth deposits of North-East Russia: PTX parameters and sources of hydrothermal fluids // Ore Geology Reviews. 2018. V. 102. P. 240 – 259.
661. Voroshin S. V., Newberry R. J., Layer P. W. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of Au-quartz-mineralization in the Upper Kolyma region (Magadan Oblast, Russia) // Proceedings of the Interim IAGOD conference. Vladivostok: Dalnauka, 2004. P. 568 – 571.
662. Wilkins J., Heidrick T. L. Post-Laramide Extension and Rotation pf Porphyry-Copper Deposits // Porhyry Copper Deposits of American Cordillera. Arizona Geological Society Digest 20. 1995. P. 109 – 127.
663. Wilkinson J. J. A Review of Fluid Inclusion Constraints on Mineralization in the Irish Ore Field and Implications for the Genesis of Sediment-Hosted Zn-Pb Deposits // Economic Geology. 2010. V. 105. P. 417 – 442.
664. Wilson A. J., Cooke D. R., Harper B. J., Deyell C. L. Sulfur isotopic zonation in the Cadia district, southeastern Australia: exploration significance and implications for the genesis of alkalic porphyry gold–copper deposits // Mineralium Deposita. 2007. V. 42. P. 465 – 487.
665. Woodward L. A. Structural framework and tectonic evolution of the Four Corners Region of the Colorado Plateau // Bull. Geology Society of America. 1985. V. 156. P. 213 – 218.
666. Xu C., Yin R., Peng J., Hurley J., Lepak R., Gao J., Hu R., Bi X. Mercury isotope constraints on the source for sediment-hosted lead-zinc deposits in the Changdu area, southwestern China // Mineralium Deposita. 2018. V. 53. № 3. P. 339 – 352.

Фондовая

667. Абдрахимов З. А., Полканов Н. Н. Отчет о работах Спиридовских геологоразведочной и геофизической партий 1946 г. 1947.
668. Абисалов Э. Г. Результаты опытно-методических работ по совершенствованию методики поисков коренного месторождения золота в Центрально-Колымском и Приколымском районах в 1986 –1988 гг. Отчет партии №5/86-88 КОМЭ ЦНИГРИ, 1988.

669. Абисалов Э. Г. Отчет по теме «Разработать и внедрить технологию геохимических поисков и прогнозной оценки россыпей золота склонового ряда в условиях Крайнего Севера РСФСР на примере Северо-Востока». 1995.
670. Авдеев А. М. Объяснительная записка к картам золотоносности и россыпей Шаманихо-Столбовского района. 1978.
671. Авдеев А. М., Пчелинцева Р. З. Отчет по теме 0153: Сравнительная характеристика и условия формирования россыпей Восточного Приколымья. 1983.
672. Аверченко А. И. Отчет о результатах производственно-методических исследований по совершенствованию методики крупномасштабного геологического картирования и составлению легенды для Государственных геологических карт масштаба 1:50000 Приколымской серии листов. 1988.
673. Акинин В. В. Позднемезозойский и кайнозойский магматизм и преобразование нижней коры в северном обрамлении Пацифики. Диссертация на соискание ученой степени доктора геол-мин. наук. Магадан. СВКНИИ ДВО РАН. 2012. 320 с.
674. Алексеенко А. В. Отчет о литохимических поисках по потокам рассеяния масштаба 1:200000 в бассейнах рек Омолон, Кегали за 1986 – 1989 гг. (Кегалинский ГХО). 1989.
675. Алешко Ю. Б. Государственная геологическая карта. Масштаб 1:200 000. Лист Q-56-XI, XII. Объяснительная записка. 1978.
676. Артюшков В. А. Предварительный отчет Шаманихо-Столбовской поисковой партии ВКЭ ДС за 1934 г. 1935.
677. Артюшков В. А. Отчет по поисково-разведочным работам Шаманихо-Столбовского района за 1933–1935 гг. 1936.
678. Бадя Р. А. Отчет об общих поисках на территории Дручакского рудного узла (Дручакский поисковый отряд, 1984 – 1986 гг.). 1986.
679. Богацкий В. В. Геолого-экономический очерк Победного железорудного месторождения. 1954.
680. Богданов Ф. М. Предварительный отчет о летней работе Северной геологопоисковой партии экспедиции «Опыт». 1936.
681. Бурзайкин В. В. Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1:50000 с общими поисками на площади листов Q-57-137-А, Б, В, Г; Q-57-138-А, Б; Q-57-139-В и геологическом доизучении на площади листов Q-57-136-Б-В, г; Q-57-136-Г-а-1, 2; Q-57-136-Г-б-1, 2; Q-57-138-В; Q-57-138-Г-а (Конгинская партия). 1990.
682. Васильев В. В. Отчет о работе Мало-Столбовской рудно-поисковой партии летом 1936 г. Оротукан, 1936.

683. Васьковский Д. П. Информационная записка о геологическом строении района работ Шаманихской геологопоисковой партии. 1936.
684. Ведерникова Т. А., Кузнецов В. М., Шпикерман В. И. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). Карта полезных ископаемых. Лист Р-56 (Сеймчан). Л.: ВСЕГЕИ, 2008.
685. Вялов А. Г., Бурзайкин В. В., Гаврилова Л. В. Отчет о групповой геологической съемке м-ба 1:50 000 и поисках месторождений полезных ископаемых в бас. р. Намындыкан за 1980-85 гг. 1985.
686. Волкодав И. Г., Коробицын А. В. Медное оруденение стратiformного типа в протерозойских отложениях Приколымья (информационный отчет о литолого-геохимических работах). 1978.
687. Габак И. Ю., Половников В. В., Шамин В. И. Отчет о работе Рассошинской геологосъемочно-поисковой партии м-ба 1:50 000 за 1967–1973 г. 1973.
688. Габак И. Ю. Отчет о групповой аэродесантной геологической съемке масштаба 1:50000 и поисках месторождений золота и других полезных ископаемых в бассейнах рек Кедона, Туманной и Захаренко (Захаренковский отряд за 1974 – 1976 г.). 1980.
689. Галковский В. К., Галковская Г. И. Окончательный отчет о поисках рудных и россыпных месторождений золота в Глухаринской золотоносной зоне. 1975.
690. Глухов А. Н. Отчет о результатах научно-исследовательских работ по теме: «Изучение металлогенических особенностей некоторых рудных объектов центрального и южного Приколымья с целью уточнения их прогнозной оценки и рекомендаций по дальнейшему изучению». 2008.
691. Городинский М. Е. Промежуточный отчет о результатах работ по теме «Анализ россыпной золотоносности территории Магаданской области с целью планирования и лицензирования поисковых работ на россыпное золото». 2004.
692. Егоров А. Г. Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1:50 000 с общими поисками на площади листов Р-57-5-А, Б, В, Г, 6-А, Б, В, Г, 7-А, Б. 1989.
693. Егоров В. Н. Геологическое доизучение масштаба 1:200 000 площади листов Р-57-III, IV, V (новая серия). 2000.
694. Егоров В. Н., Шерстобитов П. А., Ермоленко В. Г., Грищенко Ш. Г. Государственная геологическая карта. Масштаб 1:200000 (новая серия). Лист Р-57-III. Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2013. 283 с.

695. Егоров В. Н., Ермоленко В. Г., Грищенко Ш. Г. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000 (новая серия). Лист Р-57-IV. Объяснительная записка. Спб.: ВСЕГЕИ, 2013. 259 с.
696. Егоров В. Н. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000 (новая серия). Лист Р-57-V. Объяснительная записка. Спб.: ВСЕГЕИ, 2013. 206 с.
697. Зимин В. А. Краткий схематический отчет о работе Шаманихо-Столбовской партии (правобережье р. Колымы) за летний полевой сезон 1935.
698. Кабаньков В. Я., Голованов Н. П. Стратиграфия и литология докембрийских и кембрийских отложений Приколымского поднятия. 1973.
699. Калинин А. И. Отчёт по теме З-РГ «Установить закономерности размещения структур, определить геологическую природу и дать прогнозную оценку эндогенного оруденения зон ТМА мезозоид складчато-глыбовых структур Северо-Востока России». Магадан, 1993.
700. Касаткин В. А., Житецкий А. А. Отчет о работе Нимицанской геолого-рекогносцировочной партии м-ба 1:500 000 за 1957 г. 1958.
701. Кац А. Г., Немых Г. А. Окончательный отчет по геологосъемочным работам масштаба 1:200000 на листе Q-56-XXI, XXII. 1971.
702. Кириллин Н. Д. Геологическое строение и полезные ископаемые среднего течения р. Каменки. (Отчет Каменской партии № 12/84 о результатах поисково-съемочных работ м-ба 1:50 000, проведенных в 1984-1990 гг. на Каменской площади. Листы Q-56-31-В,Г; 32-В,Г; 43,44,55-А-а,б,Б-а,б; 56-А-а,б,Б-а,б). 1990.
703. Королев В. Н. Отчет Каменской геолого-рекогносцировочной партии о геологических исследованиях в бассейне р. Каменки за 1946 г. 1947.
704. Кудиенко В. Н., Садиков А. В. Отчет о результатах поисковых работ на рудопроявлениях Захаренко. 2002.
705. Кудиенко В. Н., Чурин В. С. Отчет о производстве поисковых работ в центральной и южной частях Магаданской области на перспективных рудопроявлениях золота с целью выбора объектов лицензирования в 1995-1998 годах. 1997.
706. Кузнецов В. М. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, лист Q-56-XXXV, XXXVI Объяснительная записка. 1978. 81 с.
707. Кузнецов В. М., Гагиев М. Х., Дылевский Е. Ф., Михайлова В. П., Палымская З. П., Шашурина И. Т., Шевченко В. М., Шпикерман В. И. Геологическая карта и карта полезных ископаемых Колымо-Омолонского региона. Масштаб 1:500 000. 1998.

708. Кузнецов В. М., Гагиев М. Х., Дылевский Е. Ф., Михайлова В. П., Палымская З. П., Шашурина И. Т., Шевченко В. М., Шпикерман В. И. Геологическая карта и карта полезных ископаемых Колымо-Омолонского региона. Масштаб 1:500 000. Объяснительная записка. 1998.
709. Кузнецов В. М., Жигалов С. В. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). Лист Р-56 (Сеймчан). Л.: ВСЕГЕИ, 2008.
710. Кузнецов В. М., Жигалов С. В., Веденникова Т.А., Шпикерман В.И. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). Объяснительная записка. Лист Р-56 (Сеймчан). СПб: ВСЕГЕИ, 2008.
711. Кузнецов В. М., Усов А. Н. Отчет о результатах работ «Создание комплекта Государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000 листа Р-57 – Эвенск (3 этап) в рамках объекта ФГБУ «ВСЕГЕИ»: «Создание и подготовка к изданию комплектов государственных геологических карт масштаба 1:1 000 000, создание комплектов геохимических основ Госгеолкарты-1000/3 по группе листов территории Российской Федерации, 2-3 этапы». 2017.
712. Кузовкин А. В., Новиков С. Б., Сафонов В. И. Отчет об опытно-методических работах по внедрению литохимической съемки по потокам рассеяния на территории Центрально-Колымского района (Партия № 5/84-86 КОМЭ ЦНИГРИ). 1986.
713. Курашов Б. А. Отчет о результатах комплексной аэрогеофизической съемки масштаба 1:25000 на площади 1100 км² в пределах листов Q-57-141, Р-57-5, 17, 21 Южно-Омолонского рудного района в 1985–1987 гг. (Верхне-Омолонский аэрогеофизический отряд). 1988.
714. Курашов Б. А., Сафонов В. И., Бирюков Н. С. Отчет о комплексной аэрогеофизической съемке масштаба 1:25 000 и опытно-производственных работах по определению рациональных методик проведения геохимических поисков золоторудных объектов в пределах Шаманихо-Столбовского выступа на площади 1500 км² в пределах листов Q-56-90,91,102, 103,114,115 (Шаманихо-Столбовской отряд в 2-х книгах). Книга 1. Геофизические работы. Магадан, 1999 г. Книга 2. Опытно-производственные геохимические работы. Хасын, 1993.
715. Лазович В. Н. Отчет о производстве групповой геологической съемки масштаба 1:50000 с общими поисками и доизучения на площади листов Р-57-31-А, Б, В, Г; Р-57-32-А, Б, В, Г. 1994.
716. Литвиненко И. С., Сухорослов В. Л., Кожевников А. И., Тремасов А. Ф. Отчет по теме «Условия образования и размещения россыпей с мелким и дисперсным золотом на Северо-Востоке СССР» (заключительный). Магадан, 1991.

717. Луцкин В. Н., Кирсанов А. Н. Отчет о работе Пионерской поисково-разведочной партии масштаба 1:10000 за 1965 год. 1966.
718. Лучихин А. В. Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1:50000 с общими поисками на площади листов Р-56-6-А, Б-а, В; Р-56-17-Б, Г; Р-56-18-А, Б-а, в, В, Г-а, в). 1992.
719. Ляскэ Э. Я. Отчет о результатах разведочных работ на медном месторождении Опыт. 1937.
720. Металлогеническая карта Магаданской области и сопредельных территорий. Масштаб 1:2500000. Объяснительная записка. Магадан. 1986.
721. Николаев Ю. Т. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000 Q-56-XV, XVI (серия Среднеколымская. Объяснительная записка. М., 1978.
722. Осипов В. Д. Отчет о результатах опережающей литохимической съемки по потокам рассеяния масштаба 1:200 000 в пределах западного обрамления Омоловского массива (Омоловский ГХО), 1984-1987 гг.). 1987.
723. Пак А. М. Отчет о результатах поисковых работ на рудопроявлениях Хрустальный и Вечерний. 1991.
724. Пепеляев Б. В. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000. Лист Q-56 (Средне-Колымск). Объяснительная записка. М.: Госгеолтехиздат, 1961.
725. Пепеляев Б. В. Геологическое строение и полезные ископаемые Столбовского поднятия. Отчет по теме №677. 1966.
726. Пешков А. П. Отчет о геологоразведочных работах Ороекского района. 1946.
727. Показаньев В. П. Отчет по геологической съемке масштаба 1:50 000 и поискам месторождений золота и других полезных ископаемых в бассейне р. Пр. Бургали за 1974-75 гг. (Абкитский отряд). 1976.
728. Показаньев В. В., Коньшин В. В. Отчет о поисково-разведочных работах на Ольчинском золоторудном месторождении. 1974.
729. Потапова З. П. Отчет о результатах исследований Победнинской тематической партии. 1954.
730. Протопопов Г. Х. Отчет о результатах поисковых работ на рудопроявлении «Сохатиное» на 1990 – 1995 гг., проведенных Сохатинским отрядом № 41/90. 1996.
731. Рожков П. Ю. Отчет о результатах геохимических поисков масштаба 1:50000на правобережье р. Омолон. 1991.

732. Романин В. К., Ожаровская Е. В. Отчет о производстве литохимических поисков по вторичным ореолам рассеяния масштаба 1:50 000 в пределах Бургагчанской перспективной площади. 2002.
733. Русакова Т. Б. Отчет о производстве геологосъемочных работ масштаба 1:50000 с общими поисками на правобережье р. Омолон на площади листов Р-57-9-Г; Р-57-10-В; Р-57-19-В, Г; Р-57-20-В, Г; Р-57-21-Б, В, Г; Р-57-22-А (Ледяной отряд, 1986 – 19990 гг.). 1991.
734. Русакова Т. Б. Отчет о проведении исследований по объекту «Ревизионные работы на перспективных золото-серебряных объектах Южно-Омолонского рудного района в 1994 – 96 гг.». 1996.
735. Савва Н. Е. Минералогия шлихового самородного серебра и его источников на Омолонском массиве. 1988.
736. Самохвалов П. А. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Шаманиха. Отчет Шаманихинской партии № 41/85 о результатах групповой геологической съемки и геологического доизучения масштаба 1:50000 с общими поисками на площади листов Q-56-89-Б, В-в, г, Г; 90-А, Б, В; 101; 102-А, В; 113-А-а, б; Б-а, б, г; 114-А-а, в за 1985 – 1991 гг. 1992.
737. Свириденко М. М., Шпикерман В. И. Отчет о результатах работ по объекту «Создание комплектов государственных геологических карт масштаба 1:1 000 000, создание комплектов геохимических основ Госгеолкарты-1000/3 по группе листов территории Российской Федерации, 1-3 этапы». 2019.
738. Свирипа С. Н. Составление прогнозно-металлогенической карты Авландинской золотоносной площади масштаба 1:50 000 (Южно-Омолонский рудный район). 1991.
739. Седых Г. Ю., Лапшин А. Ю., Полетаев Е. В. Отчет о результатах разведочных работ на золоторудном месторождении Надежда. Технико-экономическое обоснование временных разведочных кондиций с подсчетом запасов по состоянию на 01.04.2012 г. Отчет по договору №26111 от 24.10. 2012.
740. Семенов Г. П., Галковский В. К., Кошкарев В. Л. Окончательный отчет по геологическим съемкам и поискам полезных ископаемых масштаба 1:50000 в бассейне р. Малой Столбовой. 1974.
741. Синицын Л. Я. Отчет о работе Ороекской геологоразведочной партии на медь летом 1936.
742. Скориков Р. А., Стариков Ю. Г. Отчет о работе Магаданской аэромагнитной партии. 1968.

743. Снятков Б. А. Предварительный отчет о геологопоисковых работах, проведенных в бассейнах речек Большой и Малой Столбовой летом 1936.
744. Солдатов В. А. Отчет о результатах геологического изучения ранее заснятой площади масштаба 1:50000 в пределах листов Q-57-139-Г; Q-57-140-А, Б, В, Г в 1987 – 1991 (Объект Туманинский). 1996.
745. Спиридовон П. Н. Отчет по Ярхочанскому геологосъемочному отряду за лето 1937.
746. Стружков С. Ф. Ревизионно-поисковые работы на золото и серебро в пределах магаданского отрезка ОЧВП. Отчет по теме 04д2005-2007. 2007.
747. Сурмилова Е. П., Корольков Е. Г. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист Р-54, 55 – Оймякон, О-55. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 231 с.
748. Сурчилов В. А., Шерстобитов П. А. Краткий отчет о проведении групповой геологической съемки масштаба 1:50000 на площади листов Р-57-10-А, Q-57-141-Б, Q-57-142-А, В и геологического доизучения масштаба 1:50000 на площади листов Q-57-141-В, Г с общими поисками в 1990 – 1994 гг. (объект Бургалинский). 1994.
749. Сыркин П. П. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200000, лист Q-56-XXXIII, XXXIV Объяснительная записка. 1982. 107 с.
750. Терехов М. И. Краткий отчет о работе Буордахской геолого-декодировочной партии. 1959.
751. Терехов М. И. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000. Лист Q-56 (Средне-Колымск). Полезные ископаемые. Объяснительная записка. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 31 с.
752. Терехов М. И., Лычагин П. П., Мерзляков В. М., Жуланова И. Л., Дылевский Е. Ф., Палымский Б. Ф. Объяснительная записка к геологической карте междуречья Сугоя, Коркодона, Омолона, Олоя и Гижиги м-ба 1:500 000. Магадан, СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1980.
753. Толкачев И. Д. Отчет о работе Лево-Колымской геолого-рекогносцировочной партии в районе рр. Бургали, Сохатиной, Мутной, Гудок и др. за 1940 г. 1942.
754. Усачев Н. А., Ликман В. Б., Карго Е. А. Отчет о геологосъемочных работах масштаба 1:200 000 в бассейне рек Проточная, Мунугуджак и составлении листов Р-57-III, IV Государственной геологической карты, карты полезных ископаемых и объяснительной записи к ним (Хиркандинский отряд). 1986.
755. Федоров П. К. Отчет о работе Чубуклахской геологопоисковой рекогносцировочной партии м-ба 1:100000 за лето 1953.

756. Федорович Г. Г. Отчет о геологопоисковых работах в бассейнах речек Шаманихи и Большой Столбовой летом 1936 г. 1937.
757. Федорович Г. Г. Отчет Дуксундинской геолого-рекогносцировочной партии 1941 года о геологическом строении междуречья Ясачной и Поповки. 1944.
758. Флеров И. Б. Отчет о геологоразведочных работах на россыпном месторождении руч. Глухариный в бассейне р. Большая Столбовая за 1959–1963 гг. 1963.
759. Флеров И. Б. Отчет по теме № 724 «Геоморфологическое строение, неотектоника, стратиграфия четвертичных отложений и россыпная золотоносность юго-западной части Главного золотоносного пояса и Столбовского поднятия Колымской платформы. 1966.
760. Фурдуй Р. С., Вялов А. Р. Отчет о работе Глухариной геолого-поисковой партии масштаба 1:50000 за 1959 г. Сеймчан, 1959.
761. Фурдуй Р. С. Геологическая карта СССР масштаба 1:200000, лист Q-56-XXVIII. Объяснительная записка. 1964.
762. Цыкарев С. И. Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1:50 000 в верхнем течении р. Белая Ночь (листы Q-56-126, 137-Б, Г, 13-А, Б, В, Г, 139-А, В) за 1983-1987 гг. 1987.
763. Чайцын А. В. Отчет о проведении групповой геологической съемки масштаба 1:50000 с общими поисками на левобережье р. Омолон (Ольянинский геологосъемочный отряд), 1985 – 1989 гг. 1989.
764. Чернявский А. Г., Сурчилов В. А. Отчет о результатах групповой геологической съемки масштаба 1:50000 на междуречье Гербычана и Парени в 1983-87 гг. (Дручакский ГСО). Листы Р-57-33, 34. 1987.
765. Шамин В. Н., Крамарев С. П., Тедеев Т. В., Егоров А. Г., Попков И. П., Левин Б. С. Отчет о групповой геологической съемке и поисках месторождений м-ба 1:50000 в верхнем течении р. Омолон, в бассейне рек Биркачан, Кубака и др. (листы Р-57-8-А; Р-57-8-Б; Р-57-9-А, Б; Р-57-8-В, Г; Р-57-9-В; Р-57-20-А, Б; Р-57-21-А) за 1983 – 1987 гг. 1987.
766. Шишгин В. А. Геологическая карта СССР масштаба 1:200000, лист Q-56-XXVII, XXVIII Объяснительная записка. 1984 г.
767. Шишгин В. А. Изучение гидротермально-метасоматических образований Глухаринской золотоносной полосы (Шаманихо-Столбовской рудно-россыпной район) с целью оценки перспектив выявления золоторудных месторождений. Отчет по теме 1195. 1994.
768. Шишгин В. А., Шашурина И. Т. Отчет о работе Мало-Столбовской геологопоисковой партии. 1960.

769. Шишкин В. А., Шашурина И. Т. Отчет по теме 039: «Генетические связи золотого оруденения Шаманихо-Столбовского района. Петрология и стратиграфия метаморфического комплекса, вмещающего рудные тела». 1970.
770. Шишкин В. А., Шашурина И. Т. Отчет о работе производственного отряда по составлению листов Q-56-XXVII, XXVIII. 1972.
771. Шпетный А. П. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000. Лист Q-57. Объяснительная записка. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 76 с.
772. Шульгина В. С. Отчет о космофотогеологическом картировании масштаба 1:500000 на площади листов Q-56-А, Б, В, Г; Q-57-А, Б (часть), Q-57-В, Г (часть). Отчет партии №7 космоаэрогеологической экспедиции №3 ПГО «Аэрогеология» за 1986-1991 гг. 1991.
773. Шульгина В. С., Ткаченко В. И., Кузнецов В. М., Гагиев М. Х., Лычагин П. П., Жуланова И. Л., Морозова Л. М., Дылевский Е. Ф., Данилов В. Г. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист Q-56, 57 (Средне-Колымск). Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1991. 111 с.
774. Шульгина В. С., Кузнецов В. М., Нефедова И. Я., Ичетовкин Н. В. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист Q-56, 57 (Средне-Колымск). Полезные ископаемые. Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1993. 65 с.
775. Шульгина В. С., Ткаченко В. И., Гагиев М. Х., Морозова Л. М., Легенда Колымской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (издание второе). 1999.
776. Шульгина В. С., Ткаченко В. И., Симонова Л. С., Александрова Е. Г., Гаген-Торн О. Я. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Колымская. Листы Q-56-XV, XVI (устье. р. Левая Каменка). Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГБУ “ВСЕГЕИ”, 2016.
777. Шульгина В. С., Ткаченко В. И., Симонова Л. С., Морозова Л. Н., Александрова Е. Г., Гаген-Торн О. Я. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Листы Q-56-XXI, XXII. Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГБУ “ВСЕГЕИ”, 2016.