ГБУ «АРКТИЧЕСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР»

Академии наук Республики Саха (Якутия)

Южно-Якутский НЦ АН

Технический институт (филиал) СВФУ им. М.К. Аммосова

*В незабываемую память
о коллегам-геологам
Кравченко Викторе Михайловиче
Смелове Александре Павловиче и
Бирюлькине Геннадии Владимировиче*

Никитин В.М., Шипицын Ю.А., Гриб Н.Н.

ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЕ ПОЯСА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛДАНСКОГО ЩИТА – ЖДУТ СВОЕГО ЧАСА

Ответственный редактор:
д.г.- м.н., профессор И.И. Колодезников

Нерюнгри 2020

УДК 553.411
ББК 26.341 (2Рос.Яку)
Н 62

Рецензенты:

д.г.-м.н., профессор *В.С.Имаев, академик РС(Я)*

д.г.-м.н. *А.И.Мельников, ведущий научный сотрудник ИЗК СО РАН*

Никитин, В.М. Зеленокаменные пояса западной части Алданского щита – ждут своего часа. (Историческое восстановление научных исследований и их результатов для настоящего времени): Монография / В.М. Никитин, Ю.А. Шипицын, Н.Н. Гриб. – Нерюнгри: Изд-во Технического института (филиала) СВФУ, 2020. – 126 с. - ISBN 978-5-6042869-9-9

На основе выявленных факторов геологического контроля и поисковых признаков месторождений золота в зеленокаменных поясах мира был проведен анализ формационного состава и особенностей строения типовых объектов в западной части Алданского щита. По результатам этих работ выделены три наиболее перспективных района (Лемочинский, Олондинский и Чаро-Токкинский), в пределах которых были выполнены опытно-методические и поисковые работы с целью выявления золоторудной минерализации, определения ее типа и уточнения поисковых критериев.

Докембрийские зеленокаменные комплексы охарактеризованы в работе не одинаково. Это объясняется, разной степенью изученности данного, весьма обширного, региона, что обусловлено различными обстоятельствами.

Для широкого круга специалистов в области наук о Земле, аспирантов, студентов, а также потенциальных инвесторов в горнорудную промышленность Республики Саха (Якутия).

УДК 553.411
ББК 26.341 (2Рос.Яку)
Н 62

ISBN 978-5-6042869-9-9
DOI 10.18411/978-5-6042869-9-9-2020-1-126

© Никитин Валерий Мефодиевич
© Шипицын Юрий Александрович
© Гриб Николай Николаевич
© ГБУ АНИЦ АН РС (Я), 2020
© Технический институт (ф) СВФУ, 2020

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
1. ТИПИЗАЦИЯ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛДАНСКОГО ЩИТА	6
1.1. Систематика зеленокаменных поясов мира и их рудоносность	6
1.1.1. Формационные типы зеленокаменных поясов	6
1.1.2. Металлогения	13
1.2. Формационный состав эталонных участков зеленокаменных поясов западной части Алданского щита	20
1.2.1. Общие сведения о зеленокаменных комплексах Алданского щита	20
1.2.2. Лемочинский район	25
1.2.3. Олондинский район	30
1.2.4. Чаро-Токкинский район	38
1.3. Сравнительное исследование зеленокаменных комплексов Алданского щита (типы и возможная рудоносность)	45
2. МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЗОЛОТА	56
2.1. Золотоносность зеленокаменных поясов мира	56
2.1.1. Геология золоторудных месторождений зеленокаменных поясов. Общая характеристика зарубежных месторождений	56
2.1.2. Рудоконтролирующие факторы и поисковые признаки золоторудных месторождений в древних зеленокаменных поясах	66
3. МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЗОЛОТА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛДАНСКОГО ЩИТА	79
3.1. Золотоносность Лемочинского района	79
3.2. Золотоносность Олондинского района	86
3.3. Золоторудная минерализация в железорудных месторождениях Чаро-Токкинского района	92
Заключение	114
Список литературы	119

ВВЕДЕНИЕ

Настоящее научное исследование восстанавливает историю полученных результатов в разные годы при освоении природных богатств Восточной Сибири. Важное значение приобретают геологическое, геохимическое и металлогеническое изучение зеленокаменных поясов Алданского щита и выступов кристаллического фундамента в складчатых областях. Интерес к зеленокаменным поясам обусловлен широким развитием среди них месторождений золота, платины, никеля, железа и т.д. Образование месторождений обусловлено интенсивными магматическими, метаморфическими и метасоматическими процессами, приводящими к концентрированию рудного вещества. Крупные месторождения этих полезных ископаемых обнаружены в зеленокаменных поясах кратона Илгарн, Каапвальского кратона, Канадского, Бразильского и других щитах, из которых добывается большая часть золота, никеля и платины. В то же время для России проблема рудоносности зеленокаменных комплексов (исключая железо) остается одной из самых актуальных задач геологической науки. При этом самыми спорными вопросами являются этапность и генезис формирования оруденения цветных и благородных металлов. Сравнительный анализ геологического строения и формационного состава западной части Алданского щита с известными докембрийскими рудоносными провинциями мира позволяет рассматривать его в качестве полигона для разработки и адаптации региональных и локальных критериев рудоносности метаморфических комплексов применительно к России.

С металлогенических позиций, равно как и в геологическом отношении, зеленокаменные пояса западной части Алданского щита проявляют специфические черты и обособлены в одноименные структурно-металлогенические зоны и районы.

С первой позднеархейской эпохой связано формирование крупных осадочно-метаморфогенных месторождений железистых кварцитов, в метавулканитах метакоматиит - базальтовой формации выявлены рудопроявления золота, с пироксенитами метагаббро-диорит-гранит-диоритовой формации связаны значительные ресурсы апатита, в породах метадунит-перидотитовой формации известны рудопроявления талька, асбеста, никеля, кобальта, платиноидов.

Со второй позднеархейской минерогенической эпохой, представленной гранитоидами ультраметагенными, интрузивными и метасоматическими, а

также вулканогенно-осадочными формациями связаны месторождения и проявления мусковита редких металлов и апатита.

Ведущими рудоконтролирующими факторами являются стратиграфический формационно-тектонический, структурный и метаморфогенный, которые рекомендованы в качестве поисково-оценочных критериев и позволили определить перспективы западной части АИЦ. Конкретной величиной запасов и прогнозных ресурсов золота, платины, никеля, вольфрама, железа и других полезных ископаемых, а также определить первоочередные по значению месторождения и рудопроявления с целью дальнейшего направления геологоразведочных работ в западной части Алданского щита.

1. ТИПИЗАЦИЯ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛДАНСКОГО ЩИТА

Назначение данной главы сводится к сжатому изложению, с учетом новейших сведений, главных особенностей зеленокаменных поясов мира, а также выбору рационального варианта их систематики с целью определения типа и потенциальной рудоносности аналогичных структур Алданского щита путем сопоставления с ними.

1.1. Систематика зеленокаменных поясов мира и их рудоносность

Изложенный ниже материал базируется на литературных источниках, преимущественно зарубежных авторов, которыми впервые были выделены в структуре докембрийской коры гранит-зеленокаменные области и зеленокаменные пояса в современном понимании. Частично использованы материалы по Украинскому и Балтийскому щитам.

1.1.1. Формационные типы зеленокаменных поясов

Все известные варианты типизации архейских зеленокаменных поясов основаны на различиях в вещественном составе нижних существенно вулканогенных частей разрезов слагающих их осадочно-вулканогенных комплексов. В одной из первых классификаций предложенной А.Гликсоном (1980), большинство зеленокаменных комплексов с указанных позиций разделяются на «первичные» и «вторичные».

«Первичные» комплексы характеризуются ультрамафическим-мафическим (коматит-толеитовым) составом. Кислые вулканиты в них находятся в подчиненном количестве, а средние практически отсутствуют. Эти комплексы, помимо обычного положения в разрезах зеленокаменных поясов, в виде ксенолитов широко распространены в самых ранних интрузивных гранитоидах. В областях развития «первичных» комплексов не обнаруживаются более древние граниты фундамента.

В составе «вторичных» зеленокаменных комплексов наряду с преобладающими базитами широко представлены средние и кислые вулканиты, ультрамафиты имеют подчиненное значение. Вулканические комплексы этого типа несогласно перекрывают граниты и «первичные» комплексы и, таким образом, в пределах каждого отдельного щита являются всегда более поздними образованиями. Временной диапазон формирования

«первичных» зеленокаменных комплексов составляет 3,7-2,6 млрд. лет, а «вторичных» не выходит за рамки 2,7-2,6 млрд. лет.

Выявленные А.Гликсоном две принципиально различные ассоциации вулканических пород, в дальнейшем в том или ином виде, использованы в различных систематиках зеленокаменных поясов. В частности, К.Конди (1983) по аналогии выделены «первичный» и «вторичный» типы архейских зеленокаменных поясов (табл. 1.1.), главное различие между которыми заключается в наличии, или отсутствии, в их разрезах вулканитов известково-щелочной серии (андезитов и связанных с ними, глиноземистых базальтов и кислых вулканитов). Этот главный признак еще отчетливее показан в аналогичной, но построенной на формационной основе, систематики поясов С.В.Богдановой и др. (Магматические..., 1987), (табл. 1.2).

Из четырех типов зеленокаменных поясов в систематике А.Б. Вревского (1986) (табл. 1.3.) Барбертоновым и, очевидно, Белингеве являются полными аналогами «первичных», а тип Абитиби - «вторичных» поясов по А.Гликсону и К.Конди. Исключение составляет лишь Хаутаварский тип, разрез которого начинается вулканитами щелочной серии, что, по мнению К.Конди (1983), вообще не характерно для архейских зеленокаменных комплексов.

Таблица 1.1

**Особенности первичных и вторичных зеленокаменных поясов
(по К. Конди, 1983 г.)**

	Первичные пояса	Вторичные пояса
Вулканические породы	Характерны ультраосновные потоки и интрузивы, кислые туфы в подчиненном количестве, но повсеместно	Преобладают основные потоки и силы; количество ультраосновных пород изменчиво; довольно много известково-щелочных вулканитов, особенно в верхних частях разрезов; широко развиты пирокластические образования
Тренды вулканических пород	Характерна бимодальная ассоциация	Характерны бимодальная и (или) известково - щелочная ассоциации
Осадочные породы	Обычно в подчиненном количестве по отношению к вулканитам; наиболее характерны кремнистые породы, филлиты и железорудная формация	В верхних частях разрезов присутствуют граувакково-аргиллитовые комплексы и связанные с ними кислые, средние пирокластические образования; повсеместно в небольших количествах присутствуют кремнистые породы, филлиты, железорудная формация

Однако указанное исключение получило дальнейшее развитие в более развернутом варианте группировки зеленокаменных структур, разработанном А.А.Сивороновым (1987). В качестве главного систематического признака в этом варианте принят состав нижних вулканических формаций зеленокаменных комплексов, в соответствии с которыми выделены два типа формационных рядов: 1) с нижними мафически-салическими формациями (тип «С») архейских зеленокаменных поясов; 2) с нижними ультрамафически-мафическими формациями (тип «М»). По структурному признаку каждый тип делится на два подтипа (всего четыре: С-1, С-2, М-1, М-2), которые, в свою очередь, по структурно-вещественному признаку подразделяются на контрастные и дифференцированные разновидности (всего восемь: С-1-1, С-1-2, С-2-1, С-2-2, М-1-1, М-1-2, М-2-1, М-2-2), охватывающие, по мнению автора, «все разнообразие формационных рядов зеленокаменных комплексов нижнего докембрия».

Поскольку любой из этих двух типов может включать в различных сочетаниях формации, вулканиты которых образуют бимодальные и известково-щелочные серии, то, в целом, ни один из них не является аналогом типов зеленокаменных комплексов по А.Гликсону. Лишь в составе зеленокаменных поясов второй группы можно выделить конкретные формационные ряды (КТ-ДТ-РД и КТ-ДЖТ-ДАТ), соответствующие «первичным» и «вторичным» комплексам. С поясами первой группы коррелируется Хаутаварский тип А.Б.Вревского.

Таблица 1.2

**Последовательность (снизу-вверх) главных магматических формаций
В зеленокаменных поясах первого и второго типов
(Магматические горные породы. Т. 6, 1987 г.)**

Пояса 1-го типа (бимодальный)	Пояса 2-го типа (гомодромный)
Тоналит - трондьемитовая (плутоническая)	-----
Риолит-дацитовая (пирокластическая)	-----
	Андезитовая (лавовая)
Толеит-базальтовая (лавово-силловая)	Толеит-базальтовая (лавово-силловая)
Коматиитовая (лавово-силловая)	-----

Таблица 1.3

Типы архейских зеленокаменных поясов (по Вревскому, 1986 г.)

Типы зеленокаменных поясов				
	Барбертонос- кий (бимо- дальный)	Билингве	Хуатоварский	Абитиби (мульти- модальный)
Серии пород вулканизма поздних стадий	Бимодальная базальт- риодацитовая	-	Коматииттолеито- вая	Известково- толеитовая
Серии пород вулканизма начальных стадий	Коматиит- толеитовая	Коматиттолеито- вая или толеитовая	Известково- щелочная (дацитандези- товая и Базальтандезито- вая и базальтан- дезит-дацитовая)	-
Базальные комплексы	-	Терригенные отложения различной формационной принадлежности	-	-
Возраст, млрд.лет	3,5 - 3,0	2,7-2,6	2,7 (?)	3,5-3,0
Зеленокамен- ные пояса	Каанваальско- го щита, Барбертон, Сотерленд, Питерсбург, Мурчисон; щита Пилбара - Варравуна; Балтийского щита - Южно- Выгозерский, Сумозерско- Каменнозерск- ий	Родезийского щита Билингве, Буловайо, Тати, Вумба; Канадского щита - Вабигун, Ухи; Балтийского щита - Полнос- Порос, Арваренч - Вогеленбино, Костомукшский	Балтийского щита - Хаутаваара, Яланваара - Иломанси, Типасярви - Кухмо- Сумисалми; Канадского щита - Маунт, Монтер, Скотия, Танганьинского щита - Ньяда	Канадского, Каанваальско- го, Балтийского, Украинского, Индостанског- о, Иилгарнского щитов

Помимо систематики фракционных рядов зеленокаменных поясов А.А.Сивороновым предложено деление всех гранит-зеленокаменных областей на три группы. В пределах гранит-зеленокаменных областей **первой группы** развиты моноциклические фракционные ряды типа «М» и полициклические типа «С» с преобладанием последовательно дифференцированных разновидностей. Сюда входят гранит-зеленокаменные области Северного полушария: Финно-Карельская, Средне-Приднепровская, Сьюпериор.

Гранит - зеленокаменные области **второй группы** характеризуются рядами типа «М» с явным преобладанием контрастных разновидностей, как моно- так и полициклических подтипов. Они располагаются в Южном полушарии: блоки Йилгарн и Пилбара, Родезийский и Каанваальский кратоны.

В **третью группу** гранит-зеленокаменных областей также входят формационные ряды группы «М», но только моноциклического типа и, преимущественно, контрастных разновидностей. Ряды этой группы встречаются как в северном, так и южном полушариях: Курско-Белгородская, Дарваарская области, кратон Сан-Франциско и Кольская гранулит-зеленокаменная область.

Оценивая в целом рассмотренные систематики архейских зеленокаменных поясов (или комплексов), можно заключить, что ни одна из них не лишена спорных или противоречивых элементов и не представляется универсальной, учитывая все разнообразие разрезов осадочно-вулканогенных ассоциаций и особенностей их строения. Так, несмотря на то, что зеленокаменные пояса «первичного» (бимодального) и «вторичного» (гомодромного, мультимодального) типов действительно обнаруживаются в гранит-зеленокаменных областях мира, существуют, по признанию А.Гликсона (1980), и исключения из этой классификации. Примером тому нахождение вулканитов известково-щелочной серии в нижнем ультрамафически-мафическом цикле системы Калгурли (поясов «первичного» типа). Заслуживают внимания примеры зеленокаменных комплексов («вторичного» пояса), вмещающих ассоциации вулканитов известково-щелочной серии, возраст которых древнее 2,7 млрд. лет (например, зеленокаменные свиты Среднего Приднепровья).

В систематике А.А.Сиворонова вызывает сомнение отнесение автором к одному типу (тип «М») вулканических комплексов, включающих существенно андезитовые ассоциации (мультимодальный тип), и без них (модальный тип), поскольку сериальный признак имеет важное генетическое и, следовательно, металлогеническое значение. Необходимы дополнительные доказательства существования группы формационных рядов типа «С», или, по крайней мере, части входящих в них конкретных комплексов, так среди демонстрирующих этот тип примеров есть спорные. В частности, Хаутаваарский зеленокаменный комплекс, по мнению О.А. Нестояновой (1982), начинается ультрамафически-мафической ассоциацией, а не дацит-андезитовой, как это считают А.Б. Вревский (1986) и А.А. Сиворонов (1987). Трудно также согласиться с наличием в

зеленокаменных структурах Среднего Приднепровья разрезов, начинающихся (по А.А.Сиворонову) существенно андезитовыми ассоциациями. Ближе всего к типу «С», по-видимому, находится Суккозерский зеленокаменный комплекс (Карелия), представляющий собой известково-щелочной моноцикл.

Таким образом, выделенные ранее два типа зеленокаменных поясов (бимодальный и мультимодальный) могут быть дополнены третьим, принципиальное отличие которого состоит в том, что в основании его находятся ассоциации вулканитов известково-щелочной серии. Каждый из них отражает разные тенденции в развитии геодинамических обстановок, обусловивших накопление соответствующих вулканических комплексов. При формировании бимодальных мегациклов решающее значение имел мантийный источник вещества.

Таблица 1.4

Типы и формационный состав архейских зеленокаменных поясов

п/п №	Типы	Формации нижних мегациклов (сверху вниз)	Формация верхних мегациклов (циклов)	Изотопный возраст, млрд.лет
I	Кулгарди	Мафически-ультрамафические (коматиитовые)	нет	3-3,5?
II	Барбертонский	Салически-мафические, бимодальные (риолит-дацит-толеитовые), Мафически-ультрамафические (коматиитовые)	нет	3-3,5
III	Тати	Салически-мафические, бимодальные (риолит-дацит-толеитовые), Мафически-ультрамафические (коматитовые)	Существенно салические (дацит-риолитовые)	2,7-2,6
IV	Средне-приднепровский	Мафически-салические, известково-щелочные (толеит-андезит-риолито-вые), Салически-мафические бимодальные (риолит-дацит-толеитовые), Существенно мафические коматиит?-толеитовые)	Мафические (толеитовые)	3,2-3
V	Вермилион	Существенно-мафические (коматиит?-толеитовые)	Мафические (толеитовые)	2,6-2,7
VI	Мишипикотен	Мафически салические известково-щелочные (толеит-андезит-риолитовые)	Мафические (толеитовые)	2,7-2,6

		Мафически (толеитовые)		
VII	Буловайо	Мафически-салические известково-щелочные (толеит-андезит-риолитовые) Мафические (толеитовые)	нет	2,7-2,6
VIII	Йеллеунайф	Мафически (толеитовые)	нет	2,6
IX	Суккозерский	Мафически-ультрамафические (коматиито-вые) Мафически-салические известково-щелочные (толеит-андезит-риолитовые)	?	2,6?
X	Оленегорский	Салически-мафические субщелочные (трахит-толеитовые)	нет	2,6

В мультимодальный - мантийный материал поступал на ранних стадиях развития поясов, а затем превалировали магматические продукты корового происхождения. В зеленокаменных комплексах третьего типа наблюдаются соотношения вулканических ассоциаций, противоположный мультимодальному типу.

Очевидно, что названные типы отражают самые общие особенности зеленокаменных комплексов (поясов) и нивелируют многие детали их строения и состава, необходимые для сравнительного исследования.

Поэтому нами разработан вариант более дифференцированной систематики этих образований, учитывающий такие структурные и вещественные признаки, как наличие или отсутствие верхних вулканических мегациклов (или циклов), моно или полициклическое строение нижних циклов первого порядка, формационный и серийный состав вулканических циклов, а также последовательность распределения последних в типичных разрезах. Предлагаемая классификация включает десять типов архейских зеленокаменных комплексов (поясов) (табл. 1.4.). Первые три типа соответствуют бимодальным зеленокаменным поясам, четвертый, шестой и седьмой - мультимодальным, девятый - типу «С» по А.А.Сиворонову и Хаутаваарскому, а также по А.Б.Вревскому, остальные типы в качестве самостоятельных систематических единиц выделяются впервые. Следует подчеркнуть, что десятый тип (Оленегорский) во многом является проблематичным. Главный систематический признак этого типа - присутствие в ощутимых количествах кислых метавулканитов субщелочной и даже щелочной серии, что не характерно для архейских зеленокаменных поясов. Кроме того, породы комплексов данного типа равномерно метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации. Не

исключается возможность, что они представляют собой образования, переходные к комплексам гранулит-зеленокаменных областей, или, возможно, полностью им соответствуют.

1.1.2. Металлогения

Месторождения полезных ископаемых, ассоциирующих с архейскими зеленокаменными поясами, достаточно хорошо изучены (Гликсон, 1980; Уотсон, 1980; Моралев, 1978; Казанский, 1983; Билибина и др., 1984; Попов, Чайка, 1985). К ним относятся крупнейшие в мире месторождения никеля, меди, золота, серебра, хрома, довольно значительные железа, цинка, а также второстепенные мышьяка, сурьмы, ртути. Из нерудных полезных ископаемых в промышленных содержаниях встречаются глиноземное сырье, асбест, тальк, магнезит, барит. В гранито-гнейсовых ареалах, в целом бедных полезными ископаемыми, сосредоточены руды редких металлов и редких земель.

Месторождения хрома связаны со стратиформными интрузиями, состав которых варьирует от перидотитов до габбро-анортозитов. Руды помимо хромита содержат пироксены, амфиболы, тальк, серпентин, карбонаты, магнетит, сульфиды. Хорошая сохранность первичных структур свидетельствует о происхождении за счет гравитационного осаждения. В качестве типичного примера подобного оруденения приводится крупное месторождение Селукве в Зимбабве.

Месторождения никеля представлены двумя главными промышленными типами: 1) стратиформными сульфидными медно-никеливыми залежами в коматитах, 2) сульфидно-никеливыми месторождениями в дунитовых дайках. Некоторыми исследователями (Попов, Чайка, 1985) выделяются еще вкрапленные и прожилковые руды в прослоях и пачках эксгальационно-осадочных пород среди коматитовых лав и массивные метаморфогенные руды, непосредственно с вулканитами не связанные, приуроченные к метаморфогенно-осадочным толщам, удаленным от вулканических центров.

Сульфидно-никелевые руды стратиформного типа представлены такими основными месторождениями, как Камбалда (Австралия), Тимминс (Канада), Шангани (Зимбабве). Рудные тела залегают либо в основании, либо вблизи основания покровов ультраосновных лав, как правило, согласно с подстилающими и перекрывающими породами. Форма тел чаще линзообразная или плитообразная, варьирующая по мощности от нескольких метров до десятков метров.

Минеральный состав руд относительно простой: пирит, пирротин, пентландит и халькопирит. В незначительных количествах могут присутствовать магнетит, сперрилит и др. сульфиды и арсениды. Никель резко преобладает над медью (отношение 10-20:1). В небольших количествах присутствуют кобальт, палладий, иридий. Сульфиды являются позднемагматическими: первым кристаллизуется пирит и пирротин, последним халькопирит. Многие руды в разной степени перекристаллизованы в процессе серпентинизации или карбонатизации.

Рудные тела характеризуются следующим строением. В основании рудной зоны залегают массивные сульфидные руды, которые с резким контактом перекрываются вкрапленными сетчатыми рудами. Последние также резко контактируют с вышележащими перидотитами, содержащими незначительное количество сульфидов вблизи контакта. В массивных рудах на долю сульфидных минералов приходится 70-80%, в сетчатых 20-65%. По минеральному составу все типы руд сходны между собой. Но все же сетчатые руды обогащены магнетитом, а массивные хромитом.

Для коматитовых контактов характерны в верхних частях спинифексовые, а в нижних - кумулятивные структуры пород. Перидотитовые коматиты, несущие орудинение, отличаются недосыщенностью алюминием с отношением Al_2O_3/TiO_2 около 20 и отношением Al_2O_3/CaO около 1. Акцессорные хромиты характеризуются высокими (0,5-2 %) концентрациями цинка.

Образование месторождений стратиформных медно-никелевых руд связывается многими исследователями с ликвацией богатых сульфидами ультраосновных лав мантийного происхождения. Никелевые месторождения, ассоциирующиеся с дайками дунитов, известны в поясе Уилуна-Норсман. Дайки обычно согласны с вмещающими породами, реже являются секущими. Нередко первичные отношения с вмещающими породами нарушены вследствие тектонических подвижек. Вмещающие породы представлены не только ультраосновными вулканитами, но также кислыми породами и железистыми кварцитами, спинифексовые зоны отсутствуют. По содержанию магния дуниты резко отличаются от никеленосных ультраосновных лав (более 50 % MgO) и, кроме того, хромиты в них обычно обеднены цинком (0,5 % Zn).

Основное количество меди архейских зеленокаменных поясов сосредоточено в цинково-медных колчеданах. Месторождения этого типа наиболее развиты в поясе Абитибии, Канада (месторождения Хорн, Ист-Сулливан, Кидд-Крик, и другие). Руды пространственно связаны со

средними и кислыми вулканитами. Основные залежи прослеживаются по периметру вулканических структур, в местах расположения фельзических вулканических центров.

Месторождения располагаются в воронкообразных зонах гидротермально измененных пород, которые содержат прожилково-вкрапленную минерализацию и рассматриваются в качестве подводящих каналов для гидротермальных растворов.

Выше залегают массивные сульфидные руды. Они образуют линзовидные тела, приуроченные к эксплозивным брекчиям и верхним контактам риолитовых покровов.

В составе руд преобладают пирит, пирротин, сфалерит и халькопирит. В незначительных количествах обычно присутствует тетраэдрит-тениангит, самородное серебро, галенит, золото и различные теллуриды. В массивных рудах объем сульфидов достигает 50%, в прожилковых он менее 25%.

Массивные руды проявляют явную ритмичную слоистость, совпадающую с напластованием вмещающих пород. Первичная дометаморфизическая структура руд сохраняется редко.

Рудные тела характеризуются вертикальной зональностью. Как правило, в нижних частях залежей преобладают пирротин-халькопиритовые руды, в верхних - пирит-сфалеритовые. Контакты рудных тел висячем боку резкие, в лежащем - обычно постепенные - от массивных сульфидных руд к прожилково-вкрапленным.

Зоны окolorудных изменений чаще располагаются со стороны лежащего бока массивных залежей и иногда прослеживаются до 1000 м. Изменения вмещающих пород выражены в хлоритизации и серитизации, привносе Fe, Mg, S и выносе Na, K и Si.

Большинство исследователей признает, для массивных сульфидных цинково-медных залежей, сингенетическое вулканоксгальационное происхождение (Конди, 1983).

Наряду с колчеданами, в архейских зеленокаменных комплексах выделяется самостоятельный тип медно-порфировых штокверковых месторождений, руды которых содержат молибден (Магматические, 1987). Такие месторождения описаны в Австралии (Каппин-кап и Пилабара).

Месторождения золота в архейских зеленокаменных поясах представлены четырьмя главными типами (Фрипп, 1980): кварцево-жильными (и штокверковыми), стратиформами в массивных сульфидных залежах и стратиформными вкрапленными в осадочных толщах.

Большинство архейских золоторудных проявлений (50%) связано с кварцевыми жилами и штокверковыми зонами окварцевания и рассланцевания. Золотокварцевые жилы занимают секущее положение по отношению к вмещающим комплексам пород, мощность их варьирует от 1 до 5 м, а протяженность достигает первых километров. В составе жил в подчиненных количествах присутствуют карбонаты и небольших - пирит, пирротин, сфалерит, галенит, арсенопирит, стибнит, халькопирит, шеелит.

Золото обычно крупнозернистое, иногда - видимое. Встречаются также теллуриды золота и ауристибнит. Характерно, что содержание золота в одних месторождениях очень изменчиво, а в других постоянно. В отдельных кварцевых жилах содержание золота может резко или постепенно уменьшаться до некондиционного. Отмечается вертикальная минералогическая зональность. В некоторых залежах с глубиной обнаруживаются изменения содержания серебра в золоте (от 940 до 870).

Золотоносные жилы сопровождаются зонами пропилитизации мощностью от одного до нескольких метров. При этом в основных породах развиваются хлорит, эпидот, тремолит, альбит, сульфиды, карбонат, кварц, серицит, иддингсит.

В архее Родезии (Фрипп, 1980) жильные месторождения золота группируются в локальных металлогенических субпровинциях с площадью около 100 км². В пределах каждой группы жилы характеризуются сходством минералогического состава.

Распределение жильных месторождений подчиняется отчетливому региональному и локальному стратиграфическому контролю. Крупные залежи размещаются в мощных вулканических толщах основного - кислого состава определенного стратиграфического положения.

Значительная доля архейского золота сосредоточена в различных стратиформных месторождениях. Наиболее важными из них являются месторождения, представляющие собой рудоносные карбонаты и сульфидные железистые кварциты. В состав руд этих месторождений входят пирит, пирротин и арсенопирит или какой-либо из этих минералов в отдельности. Золото в виде мелких зерен (менее 50 мкм) находится в арсенопирите и пирите. Помимо золота руды содержат серебро, медь, свинец.

Золотоносные пласты железистых кварцитов обычно переслаиваются с мощными пачками основных и ультраосновных вулканитов, реже - с сульфитсодержащими аргиллитами, основными и кислыми туфами.

Происхождение золоторудных месторождений в железистых кварцитах связывают с подводными вулканическими эксгаляциями термальных рассолов. Типичным месторождением рассматриваемого типа является Литл - Лонг - Лейк в Канаде.

Другой тип стратиформных золоторудных месторождений пространственно совмещен с рассмотренными выше массивными залежами сульфидных цинково-медных руд. Подобные месторождения широко распространены в некоторых районах провинции озера Верхнего.

К этой же группе относится вкрапление руды золота в обломочных отложениях (пояс Мидленс, группы Булаваяло и Шимва). Золото входит в состав пирита и арсенопирита, рассеянных в известковистых вулканических аркозах, граувакках и известковистых глинистых сланцах. Мощность рудоносных залежей достигает нескольких десятков метров. Контакты их с примыкающими безрудными отложениями обычно постепенные.

Большинство исследователей (Конди, 1983; Фрипп, 1980) полагают, что все рассмотренные типы проявлений золота пространственно и генетически связаны, и что оно переносилось в виде комплексных ионов в термальных растворах и отлагалось при температуре 300-400° С.

Промышленные типы золота приурочены, главным образом, к зеленокаменным областям, метаморфизованным в условиях зеленосланцевой фации. Содержание золота уменьшается параллельно с возрастанием степени метаморфизма.

Железные руды, представленные железистыми кварцитами, широко распространены в составе осадочно-вулканогенных комплексов зеленокаменных поясов. Они представлены фациями окисно-силикатно-карбонатной, окисно-карбонатной и, реже, окисной.

Железистые кварциты силикатно-карбонатного состава типичны для вулканогенных разрезов, в объеме которых они образуют или обособленные среди вулканитов маломощные пласты, или мощные (до 1000 м) многопластовые продуктивные горизонты (Украинский щит), включающие наряду с железистыми породами вулканогенно-осадочные, осадочные и вулканические образования. Обособленные пласты железистых кварцитов прослеживаются на сотни метров и первые километры, продуктивные горизонты на первые десятки километров, и характеризуются резкой переменной мощностью. Обычно месторождения железистых кварцитов, залегающих в вулканитах, невелики, но в некоторых зеленокаменных структурах (Сурская, Чертомлыкская на Украинском щите) бедные железистые руды образуют концентрации в несколько миллиардов тонн.

Окисно-карбонатный и окисный тип железистых кварцитов (магнетит-сидеритовых, магнетитовых, иногда гематит-магнетитовых) наиболее распространены в составе осадочных мегациклов. Они образуют довольно мощные горизонты, протягивающиеся на многие десятки километров (Белозерское месторождение). Вмещающие породы представлены метаморфизованными песчано-глинистыми осадками, включающими подчиненные тела вулканитов кислого, среднего и основного состава.

Месторождения сурьмы, мышьяка и ртути, за редким исключением, имеют второстепенное значение. главными минералами являются арсенопирит, антимонит, киноварь. Для большинства месторождений мышьяка и сурьмы характерны промышленные содержания золота.

Одно из крупных месторождений описано в Южной Африке (зеленокаменный пояс Мурчисон). Рудные тела антимонита залегают среди измененных вулканитов, доломитов и железистых кварцитов. Протяженность некоторых рудных тел достигает 50 км. Предполагается вулканогенное происхождение руд.

Широким распространением в архейских зеленокаменных поясах пользуются небольшие **рудопроявления вольфрама**. Они встречаются в гранитах и пегматитах, в контакто-метаморфических ореолах и кварцевых телах. Главные рудные минералы - вольфрамит и шеелит.

Большая группа ценных элементов содержится в кварц-поливошпатовых пегматитах. Они включают минералы таких элементов, как Li, Be, W, Sn, Nb, Ta редкие земли и др., содержания которых в ряде случаев может представлять промышленный интерес.

При сравнении металлоносности разных гранит-зеленокаменных областей видна неодинаковая частота встречаемости месторождений различных металлов. Почти повсеместно распространены месторождения золота и железа. Большинство месторождений хрома, никеля, меди и цинка сосредоточено на Африканском, Австралийском и Северо-Американских континентах. Так, наиболее крупные сульфидно-никелевые месторождения концентрируются преимущественно в зеленокаменных поясах Йилгарнского блока, а цинково-медно-колчеданные - в провинции озера Верхнего. Отмеченные закономерности находятся в прямой зависимости от металлогенической специализации определенных типов формаций, которая по литературным данным может быть охарактеризована следующим образом:

I. Мафически-ультраосновные (коматиты) формации - сульфидно-медно-никелевые, медно-колчеданные, хромитовые (в ультрамафитах интрузивных фаций), железорудные месторождения;

II. Существенно мафические (ультрамафически-мафические, коматиит-толеитовые) формации - золото-кварцевые жильные, железорудные, иногда сульфидно-никелевые (при наличии достоверных перидотитовых коматиитов), серно-колчеданные месторождения, золото в железистых кварцитах;

III. Собственно мафические (толеитовые) формации - золото-кварцевые жильные, редко - железорудные месторождения, золото в железистых кварцитах;

IV. Салически-мафические (риолит-толеитовые) формации - золото-кварцевые жильные и штокверковые, медно-порфировые месторождения;

V. Мафически-салические (дацит-андезит-толеитовые) - цинково-медные колчеданные, золото-кварцевые жильные, золотоносные колчеданные месторождения;

VI. Существенно салические (риолит-дацит-андезитовые, риолит-дацитовые) формации: цинково-медные, свинец-цинково-медные, золотокварцевые жильные, золоторудные штокверковые и колчеданные, медно-порфировые колчеданные;

VII. Вулканогенно-осадочные и осадочные формации осадочных мегациклов - преимущественно железорудные месторождения.

Таким образом, зеленокаменные пояса первого, второго и третьего типа (таб. 1.4.) являются перспективными на никель, медь, хром, железо, золото, третьего (в связи с наличием верхнего кислого вулканического мегацикла), кроме того, еще на цинк и свинец, четвертого и шестого - золото, медь, цинк, свинец, железо, отчасти никель, пятого - железо, золото, иногда никель, седьмого - золото, медь, цинк, железо, свинец, восьмого - золото.

В заключение необходимо заметить, что в пределах архейских гранитно-зеленокаменных областей наряду с месторождениями полезных ископаемых архейского возраста может присутствовать протерозойская и фанерозойская минерализация, ассоциирующаяся с эпикратонными покровными комплексами, интрузивными магматическими телами и разломными зонами по границам провинций. Дж. Уотсоном (1980) для этих образований предложена следующая классификация:

I. Месторождения, сопряженные с осадочными формациями:

A. золото и (или) уран в осадочных формациях;

B. полосчатые железорудные формации;

II. Месторождения, сопряженные с интрузивными магматическими породами:

А. месторождения, содержащие хром, платину, железо, титан или никель в дифференцированных основных по составу телах типа Бушвельдского комплекса;

В. редкоземельные элементы, апатит и др., в карбонатитах и щелочных комплексах;

III. Раннепротерозойские месторождения железистых кварцитов на границе архейских и протерозойских провинций в эпикратонных комплексах, которые отсутствуют во внутренних частях архейских провинций (полосчатые железорудные формации Лабрадора и Великих Озер Северной Америки, хребта Хамерсли в Западной Австралии).

IV. Месторождения в линеаментах (зона трансформных дислокаций) по границам архейских провинций:

А. никеленосные ультраосновные тела (линеament Томпсон на западной окраине провинции озера Верхнего);

В. третичная золотоносная минерализация (запад Северной Америки);

С. свинцово-цинковые месторождения фанерозойского возраста (месторождения Миссисипи, Пайн-Пойнт Северной Америки);

Д. месторождения, связанные с небольшими щелочными интрузиями.

1.2. Формационный состав эталонных участков зеленокаменных поясов западной части Алданского щита

1.2.1. Общие сведения о зеленокаменных комплексах Алданского щита

Зеленокаменные комплексы Алданского щита (рис. 1.1.), иногда объединяемые в единую ассоциацию пород и развитые в составе субмеридиальных структурно-формационных зон, заключенных среди ультраметагенных образований раннего докембрия, большинство исследователей (Глуховский и др., 1979; Кудрявцев, Нужнов, 1981; Фрумкин, 1981; Казанский, 1985; Кушев, 1985; Петров, 1985) ранее относили к так называемому «троговому комплексу». В западной части Алданского щита, в пределах Чаро-Олекминского мегаблока (Реутов и др., 1984), выделяется (Фрумкин, 1987) пять таких зон (или систем «трогов»): Эльгеро-Саймаганская, Чаро-Токкинская, Токко-Ханинская и Олекмо-Амедицинская. Протяженность зон достигает 150-200 км при ширине 15-30

км. Каждая зона включает ряд особенных структур («трогов», «грабен», «грабен-синклиналей»). В Эльгеро-Саймаганской системе «трогов» это Саймаганская и Торочанская структуры, в Токко-Ханинской - Олодинская, Верхнетоккинская, Ханинская, Этчилякская, Эвонокитская и другие, в Темулякит-Тунгурчинской - Темулякитская, Тасмиелинская, Тунгурчинская, в Олекмо-Амедицинской - Борсалинская, Субганская, Амедицинская и другие структуры. Рядом исследователей допускается, что суперкрупные образования «троговых» комплексов могут быть широко развиты в виде останцев («впаянных» линзообразных синклиналей и моноклиналей) среди гранито-гнейсов и за пределами известных структурно-формационных зон.

Рис. 1.1 Зеленокаменные пояса и районы Южной Якутии

Тектоническая природа перечисленных структур трактуется по-разному: в качестве эвгеосинклинальных трогов^х (Федоровский, Лейтес, 1968), троговых структур (Моралев и др., 1982; Кицул и др., 1979; Моралев и др., 1985; Богомоллова и др., 1985; Аксенов и др., 1985; Другова и др., 1985), палеоавлакогенов (Кравченко, Касандров, 1977; Алтухов, 1980), приразломных (шовных) прогибов (Глуховский и др., 1976; Кушев, 1985), рифтоподобных грабен (Миронюк и др., 1971; Грачев, Федоровский, 1970). Все они связаны с зонами разломов (в т.ч. глубинных), заложенными в архейском гранито-гнейсовом основании (Глуховский и др., 1976; Алтухов, 1980; Мокшанцев, 1977). По мнению некоторых авторов, такие

тектонические зоны представляют собой пояса повышенной трещиноватости на границе гранулитовых блоков (Аксенов и др., 1985). В.И. Королев и М.З. Глуховский (Казанский, Ножкин, 1983; Ахметов и др., 1981) считают, что большинство «троговых» структур сосредоточены во внешних частях овоидно-кольцевых систем разломов (нуклеаров), являющимися главными тектоническими элементами фундамента древних платформ.

Рассматриваемые структуры характеризуются разрывными ограничениями, обычно в разной степени «залеченными» процессами гранитизации (Моралев и др., 1982). Размер отдельных структур составляет 30-50 × 3-7 км. Заполняющие их осадочно-вулканогенные образования интенсивно дислоцированы с образованием изоклинальных складок и моноклинальных чешуй. Оси складок и простирания слоев, в общем, параллельны вытянутости «трогов» (Моралев и др., 1982). Внутри структур широко развиты секущие и согласные дизъюнктивы, определяющие их блоковую тектонику. В пределах структурно-формационных зон отмечаются антиклинальные перегибы (Кудрявцев и др., 1975) и гранитогнейсовые купола (Моралев и др., 1982). Стратиграфические взаимоотношения «троговых» комплексов и нижнеархейского фундамента в связи с процессами палингенно-метасоматического гранитообразования непосредственно не обнаруживаются, однако большинство специалистов на основании общей геологической позиции «трогов» и структурного анализа (Конди, 1983; Миронюк и др., 1971) считают, что между ними возможно структурное несогласие.

Комплексы метаморфических пород, слагающие отдельные структуры, иногда существенно отличаются по вещественному составу. Поэтому у многих исследователей (Моралев и др., 1982; Петров, 1985; Другова и др., 1985) сложилось представление об автономном развитии этих структур. В зависимости от количественных соотношений метавулканитов и первично-осадочных образований в составе «трогов» различаются несколько их типов. Обычно выделяются вулканогенные (Олондинская, Унгринская), террегенно-вулканогенные (Самайганская, Торочанская, Чарская, Чаро-Токкинская, Темулякитская, Ханинская, Борсалинская, Субганская и др.) и существенно террегенные (Тасмилинская, Итчилякская, Амедичинская и др.) «троговые» структуры (Моралев и др., 1982; Петров, 1985; Другова и др., 1985). Отдельными авторами (Глуховский и др., 1976; Коген, 1985) указанный перечень дополняется террегенно-карбонатно-вулканогенными (Тунгурчинская и другие структуры), вулканогенно-террегенно-железисто-

кремнистыми (Борсалинская, Тарынахская структуры) и вулканотеррегенными типами.

Следует заметить, что отнесение конкретных структур к тому или иному типу в ряде случаев носит субъективный характер и определяется степенью их изученности. В целом же существование трех основных типов «троговых» структур можно считать общепризнанным.

Относительно стратиграфии и возраста метаморфических толщ, развитых в составе «троговых» структур, сложились две основные точки зрения (при наличии вариантов). Согласно одной из них (Кудрявцев, Нужнов, 1981; Фрумкин, 1981; Кудрявцев и др., 1975) рассматриваемые образования являются разновозрастными и относятся к верхнеархейскому субганскому комплексу, состоящему из трех серий. В соответствии с другой - ассоциации пород «трогов» относятся к разновозрастным стратиграфическим подразделениям: верхнеархейской борсалинской и нижнепротозойской олондинской сериями (Петров, 1976; Моралев и др., 1982), или борсалинской и субганской сериям (Реутов и др., 1984), или борсалинскому и субганскому комплексам, включающим множество серий, одноименных соответствующим «троговым» структурам (Кицуп и др., 1979; Аксенов и др., 1985). Иногда в самостоятельные комплексы выделяются и разновозрастные толщи. В частности, метавулканииты Олондинской структуры рассматриваются Т.М.Друговой и др. (1984) в качестве самостоятельного олондинского комплекса, несмотря на то, что авторами допускается (изотопный) их возраст, соответствующий признаваемой большинством исследователей борсалинской серии. Необходимо подчеркнуть, что имеющиеся немногочисленные определения радиологического возраста характеризуемых образований неизохронными уран-свинцовым и другими методами подтверждают время их образования.

Итак, можно сделать вывод, что метаморфизованные осадочно-вулканогенные толщи западной части Алданского щита, отождествляемые с архейскими зеленокаменными комплексами мира, многими исследователями относятся к верхнеархейским-нижнепротерозойским образованиям, которые сформировались на древнеархейском гранито-гнейсовом фундаменте в обособленных тектонически активных зонах, индивидуальные особенности развития которых определили их различный вещественный состав, структурный облик и степень эндогенных изменений. Однако эта точка зрения (и ее варианты) не являются общепризнанной и оспаривается рядом исследователей, в частности, она опровергается В.А. Кудрявцевым (Кудрявцев, Нужнов, 1981; Кудрявцев и др., 1975), который

рассматривает «троговые» структуры как фрагменты верхнеархейских (субганских) складчатых сооружений, сохранившихся в более поздних грабенах, и тем самым отрицает автономное развитие «трогов» и соответствующих им комплексов. В качестве доказательства автором приводятся следующие геологические признаки:

- отсутствие в пределах отдельных структур и даже структурно-формационных зон фациальной изменчивости отложений;
- разломы, ограничивающие структуры, срезают складчатые деформации, характерные для субганских толщ, и поэтому не могут являться первичными расколами консолидированного фундамента;
- представления об автономном развитии структур не могут объяснить единства эндогенных процессов на всей площади региона.

По мнению В.А. Кудрявцева метаморфические образования «троговых» комплексов, как отмечалось, относятся к единому субганскому комплексу, включающему три серии: нижнюю осадочно-вулканогенную борсалинскую (3000-4000 м), среднюю существенно осадочную тунгурчинскую (1000-3000 м) и верхнюю вулканогенно-осадочную тасмиелинскую (800-1000 м).

Нижняя часть разреза борсалинской серии (темулякитская свита - 1000-2500 м) сложена метабазами метаосадочных пород (высокоглиноземистые сланцы, гнейсы, кварциты). В подчиненном количестве встречаются метавулканыты среднего, кислого (?) и ультраосновного состава. Типоморфным компонентом свиты являются железистые кварциты. Верхняя половина разреза (тяньская свита - 500-1300 м) серии отличается метапилитовым составом (высокоглиноземистые сланцы и гнейсы).

Разрез тунгурчинской серии характеризуется фациальной изменчивостью. В низах серии (устьханинская свита - до 300 м) преобладают кварциты и микрофилитовидные сланцы. Местами встречаются пласты мраморов и метаконгломератов. Выше расположена толща (тунгурчинская свита - 700-1000 м) ритмично переслаивающихся метаалевролитов и метапелитов с подчиненными пластами мраморов и кислых метавулканытитов. В составе галек конгломератов преобладает кварц, встречаются обломки пород борсалинской серии (в т.ч. железистых кварцитов).

Тасмиелинская серия развита локально, залегает несогласно на породах борсалинской и тунгурчинской серий. Расчленяется на две свиты - диендинскую (до 700 м), сложенную кислыми и средними метавулканытитамн, слюдяно-кварцевыми сланцами и кварцитами, и

ерюсскую (100-300 м), в составе которой наряду с метаэффузивами распространены кварциты и полимиктовые метаконгломераты, содержащие обломки пород нижележащих борсалинской и тунгурчинской серий.

Вместе с тем в конкретных зеленокаменных поясах количественные соотношения между свитами (или членами их разрезов) сильно отличаются, что и определяет их металлогеническую специализацию. Поэтому ниже будут рассмотрены формационные составы трех участков зеленокаменных поясов, в пределах которых обнаружены рудопроявления и месторождения различных металлов.

1.2.2. Лемочинский район

Исследуемый район расположен в центральной части Темулякит-Тургучинской складчатой зоны, которая в субмеридианальном направлении прослеживается на 170 км при ширине выходов 25-30 км (рис. 1.2.). Изучению геологического строения и структуры района посвящены работы многих исследователей, и наиболее полно эти вопросы раскрыты Г.В. Бирюлькиным при оценке перспектив золотоносности позднеархейских зеленокаменных толщ на западе Алданского щита (Гадиятов и др., 1984г.). Нашими работами в 1989-1990 гг. установлено, что в строении района принимают участие образования нескольких структурно-формационных комплексов (снизу): раннеархейского прогеосинклинального курультино-олёкминского, позднеархейского протоэвгеосинклинального субганского, позднеархейского протоорогенного тасмиелинского, раннепротерозойского маймаканского. В выделенных структурно-формационных комплексах определены формации и слагающие их ряды (Бирюлькин Г.В., Ахметов Р.Н., Никитин В.М..., 1990). Зеленокаменный комплекс сложен несколькими типами формаций.

Метакоматиит-базальтовая формация - соответствует по объему темулякитской свите. Ее выходы на территории района занимают 50% площади распространения позднеархейских метаморфизованных вулканогенно-осадочных толщ (рис. 1.3.). Детальное строение формаций было изучено на хорошо обнаженных участках района при проведении пунктирно-сколкового опробования. Здесь в составе темулякитской свиты выделяются четыре основные группы пород, которые в различной степени подвержены рассланцеванию, альбитизации, окварцеванию, хлоритизации и биотитизации. Наибольшим распространением в разрезе темулякитской свиты пользуются мезократовые плагиоклаз-амфиболовые, биотит-плагиоклаз-амфиболовые, реже гранат-биотит-плагиоклаз-амфиболовые

кристаллические сланцы, которые составляют до 50-60% объема свиты. Породы имеют темно-серый, серый и зеленовато-серый цвет, обладают полосчатой и неясной полосчатой текстурой, мелко- и среднезернистой структурой, часто с порфировыми выделениями амфибола. Гранатсодержащие кристаллические сланцы отличаются серым и темно-серым цветом с легким красноватым оттенком. Они образуют прослой среды вышеописанных сланцев мощностью до 20-25 и протяженностью 500-600 м.

**ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
ТЕМУЛЯКИТ - ТУРГУНЧИНСКОГО ЗКП
(СЕВЕРНАЯ ПОЛОВИНА)
Масштаб 1:500 000**

составил В.М.Никитин по материалам Г.В.Бирюлькина, 1990 г.

Рис. 1.2

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ КАРТА ЛЕМОЧИНСКОГО РАЙОНА

Масштаб 1:50000

Составил: Никитин В.М.

Рис. 1.3

Метапесчаниковая сероцветная формация - выделена в объеме устьхайнской свиты, и ее выходы на территории района занимают 10% площади распространения позднеархейских метаморфизованных вулканно-осадочных образований (рис.1.3). Свита представлена переслаиванием метаморфизованных гравелитов и мусковит- содержащих кварцевых метапесчаников, среди них эпизодически присутствуют маломощные прослои гранат-эмфибол-двуслюдяных сланцев. Кварциты и метагравелиты в шлифах представлены мусковит- и турмалинсодержащими породами кварцевого состава. Зерна кварца различного размера имеют овальную вытянутую форму. Турмалин и мусковит развиты повсеместно в виде мелких зерен 0,05-0,1 мм, но они строго приурочены к зонам рассланцевания. По мере увеличения степени рассланцевания пород трещинки заполняются новообразованным кварцем, биотитом, хлоритом, гранатом, сульфидами, реже шеелитом.

Метагаббро-диабазовая формация (кумныстахский комплекс) - на территории района впервые из состава темулякитской свиты выделены метаморфизованные габброиды и амфиболиты, которые по своему составу и геологическому положению аналогичны метагаббро-диабазовой формации (кумкыстахский комплекс) Олондинского района.

К метаморфизованным габброидам отнесены меланократовые и мезократовые плагиоклаз-амфиболовые кристаллические сланцы, которые слагают по отношению к вмещающим породам пологосекущие и субсогласные тела ССВ простираения мощностью от 10 до 100 м и протяженностью более 1 км.

Площадь распространения и взаимоотношения амфиболитов с вмещающими породами изучены недостаточно. По имеющимся материалам они имеют незначительную мощность (2,5 - 20 м) и протяженность (25 - 100 м.) ССВ и ССЗ простираения.

Формация гранитных пегматитов наблюдалась только в поле развития пород темулякитской свиты. Они имеют секущее положение к вмещающим породам и меридиональное и северо-западное простираение. Мощность тел колеблется от первых метров до 30-70 м, а их протяженность составляет 400-500 м. Насыщенность разреза свиты этими образованиями незначительна и составлена 5-10%.

Метаморфизованная терригенно-вулканогенная формация выделена в объеме диендинской свиты и составляет 40% выходов всех образований территории района (рис.1.3.). Разрез формации представлен переслаивающимися слабо метаморфизованными эффузивами основного,

среднего, кислого-среднего и кислого составов, причем существенную роль среди них играют породы субщелочного ряда (Максимов и др., 1982). Метаморфизованные базальты повсеместно диафторированы и представлены мелкозернистыми гранат-амфибол-плагиоклазовыми и плагиоклаз-эпидот-амфиболовыми кристаллическими сланцами, в которых первичные метаморфические структуры сохраняются редко.

На отдельных участках вышеописанные метаморфизованные базальты и риолиты пользуются господствующим распространением и слагают практически весь разрез диендинской свиты, причем в равном между собой количественном соотношении. Незначительную по объему часть разреза свиты занимают маломощные линзовидные пласты и прослои гранат-, мусковит- и плагиоклазсодержащих кварцитов (метаморфизованных кварцевых песчаников), мелкозернистых амфибол-биотит-гранатовых гнейсов (метаграувакк).

Формация зеленосланцевых диафторитов. На участках детальных работ к формации зеленосланцевых диафторитов отнесены диафториты, развитые по породам всех выше охарактеризованных формаций. В изученных образцах среди диафторитов установлены следующие их разновидности: гранат - кварц - карбонат - актинолит - эпидотового, кварц - турмалин - амфиболового, биотит - эпидот - диопсид - олигоклаз амфиболового, биотит-эпидот-карбонат-кварцевого составов. Выделенные разновидности диафторитов не всегда удается откартировать на площади работ, так как в полевых условиях плохо устанавливается характер преобразования пород. Наиболее устойчиво картируются зоны, сложенные диафторитами существенно эпидотового состава, которые имеют характерный облик. Обычно эти породы мелкозернистого до скрытокристаллического сложения светло-зеленоватого до “белесого” цвета слагают зоны мощностью от нескольких метров до 50 м и протяженностью 50 - 1000 м. Такие зоны имеют пологосекущее положение к вмещающим породам и ССЗ простирание.

Главной особенностью формации эпидот-амфиболитовых и зеленосланцевых диафторитов является то, что с ней в районе связано золотое оруденение.

1.2.3. Олондинский район

Олондинский район расположен на юго-западе Алданского щита. Вопрос о геотектонических условиях формирования докембрийских вулканогенно-осадочных образований субганского комплекса, слагающих

олондинскую структуру, вызывает дискуссию. Одни исследователи, в том числе и авторы, считают эти толщи пород, выполняющие подобные структуры, сохранившимися от эрозии реликтами обширной дифференцированной позднеархейской геосинклинальной системы (Кудрявцев, 1979, 1980; Кудрявцев, Нужнов, 1981, Реутов, 1981; Ахметов, 1983). Другие относили полвека назад субганские толщи к формациям «нижнепротерозойских эвгеосинклинальных трогов», которые возникли в результате раскалывания кристаллического фундамента и наблюдаемые ныне структуры развивались автономно, не образуя единой геосинклинальной складчатой системы (Федоровский, Лейтес, 1968). Эти же структуры рассматривались как палеоавлакогены (Салоп, 1967, Лейтес и др., 1970), приразломные прогибы, (Миронюк, 1966). В последнее время Олондинская структура рассматривается в качестве зеленокаменного пояса (Смелов и др., 1987; Другова, 1987; Бибилова и др., 1984; Добрецов, 1990). На наш взгляд, Олондинскую структуру правильнее назвать фрагментом (реликтом) позднеархейского зеленокаменного пояса, так как наблюдаемая конфигурация Олондинской структуры и ее размеры не соответствуют реконструируемому простиранию и размерам зеленокаменного пояса.

Позднеархейские зеленокаменные вулканогенно-осадочные образования района слагают в плане V-образную структуру. Западная ветвь этой структуры имеет субмеридианальное простирание, прослеживается с севера на юг на 20 км при ширине 3-4 км. С запада эта ветвь ограничена крутопадающей зоной зеленосланцевых диафторитов, на востоке - граница проходит по северному надвигу. На севере западная ветвь перекрыта рыхлыми четвертичными отложениями Верхне-Токкинской впадины, а на юг, в среднем течении р. Олондо, смыкается с восточной ветвью.

Вмещают Олондинскую структуру гнейсодiorиты и гнейсоплагиаграниты алаткинского комплекса и гнейсо-граниты ханинского комплекса. Кроме ксенолитов позднеархейских образований, в этих магматических породах нередко наблюдаются реликты кристаллосланцев и гнейсов раннеархейской олекминской серии, кислые и средние по составу, породы которой, по-видимому, явились веществом для их образования.

В геологическом строении Олондинского района принимают участие формации позднеархейского (субганского), протерозойского (удоканского) и кайнозойского мегакомплексов. Позднеархейский мегакомплекс подразделяется на субганский и тасмиелинский структурно-вещественные

комплексы, первый из которых расчленен на борсалинский и тунгурчинский структурные ряды.

В составе **борсалинского ряда** выделяются метакоматиит-базальтовая (темулякитская свита), metabазальт-андезит-риолитовая (тарынурыхская свита), метадунит-гарцбургитовая (ималыкский комплекс), метаморфизованная песчано-глинистая (тяньская свита) метагаббро-диоритовая (амнуактинский комплекс) формации.

Метакоматиит-базальтовая формация соответствует по объему метаморфизованным основным вулканогенным образованиям темулякитской свиты. Они слагают два крупных и серию более мелких выходов. Наиболее крупный выход расположен в западной ветви Олондинской структуры, имеет линзовидную форму, его протяженность 18 км при ширине 0,7 км. Рисунки изоклинальных складок, наблюдаемых в коренных обнажениях по левому верхнему притоку р. Тарын-Юрях, свидетельствующие о прямом залегании в западной части и опрокинутом в восточной части этого выхода темулякитской свиты, позволили нам расшифровать его как запрокинутую на восток антиклиналь. Западное крыло этой структуры частично срезано зоной зеленосланцевых диафторитов, а на восточном крыле на породах темулякитской свиты налегают согласно образования тарынурыхской свиты. В такой интерпретации структуры неполная мощность темулякитской свиты составляет 300 м. Представлен выход монотонной толщей мелкозернистых амфиболовых и плагиоклаз-амфиболовых сланцев с редкими прослоями биотита-амфибол-кварц-плагиоклазовых сланцев.

Второй выход пород темулякитской свиты расположен на юго-восточной половине восточной ветви Олондинской структуры, имеет линзовидную форму, его протяженность 1,5 км, ширина до 1,1 км. Падение полосчатости и сланцеватости пород на юго-восток, в западной части выхода падение круче ($65-85^\circ$), чем в восточной ($25-55^\circ$). Наблюдения за ориентировкой подушек подушечных лав по левому борту руч. Коматиитового в 700 м от его устья показывают, что восточная часть описываемого выхода пород темулякитской свиты находится в прямом (неопрокинутом) залегании. В устьевой части правого притока р. Токко в коренных обнажениях плагиоклаз-амфиболовых сланцев наблюдается мелкие сжатые складки, рисунок которых свидетельствует о запрокинутом залегании пород в восточной половине описываемого выхода. Поэтому внутренняя структура этого выхода пород темулякитской свиты

рассматривается нами как запрокинутая на северо-запад крутая антиклиналь.

Незначительные по размерам выходы метавулканитов темулякитской свиты отмечаются на участке среднего течения ручья Длинного и на Красной горке, расположенной юго-западнее озера Токко.

Как уже отмечалось, темулякитская свита перекрывается согласно тарынурыхской свитой. Подошва свиты в пределах района не обнажена. Поэтому для приближенной оценки мощности метавулканитов свиты нами были построены разрезы с различными возможными мощностями от 0,5 до 3 км и выполнены по этим моделям различные кривые Δg . Наиболее удовлетворительно совпадают кривые Δg , наблюдаемая и расчетная по модели разреза, при мощности темулякитской свиты 1000-1500 м, поэтому мы считаем, что эти величины близки к реальным мощностям темулякитской свиты в районе.

Метабазальт-андезит-риолитовая формация в качестве тарынурыхской свиты была выделена в 1974 году В.А. Кудрявцевым (Кудрявцев и др., 1974). Образования свиты пользуются в олондинском районе наиболее широким распространением и слагают ядро и крылья Олондинской синклинали. Они согласно налегают на основные метавулканиты темулякитской свиты и перекрываются метаосадочными образованиями тяньской свиты. Длина выходов тарынурыхской свиты составляет 35 км, ширина выхода колеблется от 0,5 до 6 км в зоне сочленения ветвей Олондинской структуры. Свита сложена довольно однообразной толщей мелкозернистых амфибол-плагиоклазовых сланцев с реликтовой порфировой структурой. Порфиновые выделения размером до 5 м представлены плагиоклазом. В отдельных прослоях, кроме амфибола или вместо него, присутствует биотит, в незначительных количествах отмечается кварц. Часто в породах отмечается отчетливая полосчатость, которая, в основном, выражается вариациями содержаний темноцветных минералов (амфиболов, биотита).

Общая мощность тарынурыхской свиты нами оценивается около 1500 м.

Дунит-гарцбургитовая формация (ималыкский комплекс) широко распространена в Олондинском районе, представлена серией крутопадающих согласных или весьма пологосекущих дайкообразных тел протяженностью до 5 км. и мощностью до 200 м. Дайки сложены преимущественными гарцбургитами и дунитами. Степень их изменения варьирует в широких пределах - от почти неизменных пород до нацело замещенных вторичными минералами. Интенсивность изменений пород

возрастает к периферии даек, где породы, как правило, рассланцованы. Среди гипербазитов встречаются маломощные (1-10 см) и непротяженные (3-4 м) прожилки, выполненные поперечно-волокнистым хризотилом или его окаменелой разновидностью - полупрозрачным голубовато-зеленым асбофитом (Борисов и др., 1980). Кроме того, по трещинам, в телах гипербазитов наблюдаются зонки мощностью первые сантиметры тальковых пород. В одном случае, на Красной горке, выявлена тальковая зона мощностью до 10 м и протяженностью около 2 км, характеристика которой будет дана в разделе «Рудоносность». Внутреннее строение даек гипербазитов гомогенное, без признаков четкой дифференциации. Позднеархейский возраст гипербазитов ималыкского возраста доказывается обнаружением их ксенолитов в плагиогранитах с абсолютным возрастом 2700 ± 20 млн. лет. Гипербазиты в пределах района и всей западной части Алданского щита встречаются лишь среди образований темулякитской и тарынурыхской свиты и нигде не отмечены в вышележащих стратифицируемых образованиях. Этим определяется их относительное положение в легенде. Почти повсеместные тектонизированные контакты гипербазитов с вмещающими породами позволяют предполагать о протрузивном характере залегания даек этих пород.

Метаморфизованная песчано-глинистая формация (тяньская свита) пользуется распространением в Олондинском районе лишь в его южной части, а также слагает ряд ксенолитов среди плагиогранитов в верховьях руч. Пегматитового и по левобережью нижнего течения р. Олондо. Образование свиты, согласно залегающие на метадацитах тарынурыхской свиты, представлены двуслюдяными, фибролит-двуслюдяными, гранат-биотитовыми, фибролит-кордиерит-биотитовыми, гранат-ставролит-биотит кордиеритовыми, ставролит-жедрит-кордиеритовыми сланцами. Мощность свиты оценивается более 700 м.

Метагаббро-диоритовая формация (амнуактинский комплекс) слагает один крупный массив по восточному борту восточной ветви Олондинской структуры. Массив прослеживается в меридиональном направлении на 9 км, его ширина варьирует от 0,5 до 1,3 км. Западный контакт массива тектонический, на востоке и юге массив граничит с более поздними гранитоидами алаткитского и ханинского комплексов. На севере он перекрыт четвертичными отложениями Верхне-Токкинской впадины. Массив слагает однородные среднезернистые массивные амфибол-плагиоклазовые метагаббро и реликтовой габбровой структурой. На отдельных участках массива наблюдаются более лейкократовые породы,

состав которых, по данным химического анализа двух проб, соответствует диоритам. Соотношение метагаббро и метадиоритов не установлено, но по аналогии с амнуактинским комплексом северной части Темулякит-Тунгурчинской зоны диориты являются более поздней фазой, чем габбро.

Тунгурчинский структурный ряд представлен в районе метаморфизованной карбонат-глинисто-песчаниковой сероцветной (устьханинская свита), метагаббро-диабазовой (кумкыстахский комплекс), гнейсотоналит-трондьемитовой (алаткитский комплекс) формациями.

Метаморфизованная карбонатно - глинисто - песчаниковая формация (устьханинская свита) имеет крайне ограниченно распределение. К устьханинской свите отнесены выход белых среднезернистых кварцито-песчаников мощностью 50 м на правобережье р. Тарын-Урях и небольшой выход кварцевых метапесчаников и мраморов, обнажающийся на левом берегу р. Олондо, в 200 м ниже устья руч. Сточного. Здесь в элювиальных развалах на метаандезитах тарынурыхской свиты с подушечной отдельностью залегают диопсидовые мраморы мощностью 45 метров, которые выше сменяются кварцевыми метапесчаниками с карбонат-двуслюдяным цементом. Последние слагают коренное обнажение в берегу р. Олондо мощностью около 5 м.

Метагаббро-диабазовая формация (кумкыстахский комплекс) в качестве позднеархейских образований выделен нами впервые. Ранее часть этого комплекса рассматривалась в составе стратифицируемых образований, часть - в качестве даек габбро-диабазов раннепротерозойского возраста. Основанием для отнесения данного комплекса к позднеархейским образованиям послужили находки ксенолитов габбро-диабазов в плагиогранитах алаткитского комплекса с абсолютным возрастом 2700 ± 20 млн. лет.

Комплекс широко распространен в описываемом районе, слагает силлы протяженностью до 15 км и мощностью до 500 м среди стратифицируемых образований темулякитской, тарынурыхской и тянской свит. В Алдано-Амедицинском зеленокаменном поясе образования кумкыстахского комплекса залегают в метаосадочных образованиях устьханинской свиты.

Комплекс представлен зеленовато-черными массивными амфиболитами и полевошпатовыми амфиболитами средне-, крупнозернистого строения. Редко отмечаются порфиробластические разности пород. В краевых частях силлов, а также иногда и внутри тел, амфиболиты подвергнуты рассланцеванию с преобразованием в хлорит-актинолитовые листовые сланцы.

По стратиграфическому разрезу позднеархейских образований силлы габбро-диабазовой кумкыстахского комплекса расположены на пяти уровнях.

Отличительной особенностью описанной габбро-диабазовой формации является их геохимическая специализация на элементы группы платины, никель и медь.

Тасмиелинский структурно-формационный комплекс, характеризующий протоорогенный режим развития района в позднем архее, подразделяется на ряд формаций, краткая характеристика которых, от древних к молодым, приводится ниже.

Гнейсогранитовая формация (ханинский комплекс) вмещает Олондинский фрагмент зеленокаменного пояса с тоналит-трондьемитовой формацией. В отличие от последней гранитоиды ханинского комплекса имеют более лейкократовый состав. Формация подразделяется на гнейсограниты, граниты, гнейсолейкограниты и субщелочные граниты; наибольшей распространенностью пользуются гнейсограниты. С гранитами ханинского комплекса связаны щелочно-гранитные пегматиты, распространенные в южной половине района.

Порфировая ассоциация (тасмиелинская серия) выделяется нами в Олондинском районе впервые. Ранее метаморфизованные риодациты и риолиты включались в состав тарынурыхской свиты. Породы порфировой ассоциации в районе пользуются ограниченным распространением. Наиболее крупная дайка протяженностью 3,5 км и мощностью до 20 м закартирована нами в левобережье верховье р. Олондо. Дайка имеет крутое (80°) падение на юго-восток. В коренном обнажении в ней наблюдаются ксенолиты рассланцованных плагиоклаз-амфиболовых сланцев темулякитской свиты в метариолитах биотит-кварц-полевошпатового состава. Химический состав пробы соответствует плагиоридациту. Аналогичная дайка метариолитов мощностью 10-20 м и протяженностью 800 м наблюдается на Токкинском участке. Белые и светло-серые массивные мелкозернистые метариолиты с порфировыми выделениями плагиоклаза наблюдаются здесь среди рассланцованных метаандезитов тарынурыхской свиты. Серия мелких даек метариолитов наблюдается по восточной ветви Олондинской структуры. Так, в коренных обнажениях по ручью Длинному, правому верхнему притоку р. Тарын-Юрях в интервале 1688-1695 м выше устья, в дайках метариолитов наблюдались ксенолиты тонкосланцеватых диафторитов хлорит-актинолитового состава. Все эти данные свидетельствуют, что внедрение даек метариолитов произошло

после метаморфизма пород темулякитской и тарынурыхской свит, и даже после или во время их вторичного метаморфизма по зонам позднеархейских разломов.

Химическими анализами тасмиелинская серия охарактеризована слабо (3 анализа), по составу породы соответствуют плагиориодациту, плагиориолиту и риолиту.

Формация зеленосланцевых диафторитов позднеархейского возраста выделяется нами впервые. Ранее эти породы рассматривались в качестве стратифицируемых позднеархейских образований или же выделялись в качестве даек ультрабазитов. Породы выделяемой формации подразделены на диафториты, развитые по породам ультраосновного и пикритового состава.

Диафториты ультраосновного состава представлены хлорит-карбонат-тремолитовыми, тальк-хлорит-карбонат-антофиллитовыми, серпентин-карбонат-актинолит-тремолитовыми, хлоритовыми сланцами. Макроскопически - это коричневато-зеленые, желтовато-зеленые полосчатые породы с бурыми желваками и гнездами размером до 5-15 см железистого карбоната, который на поверхности глыб обычно выщелочен, а стенки образовавшихся пустот покрыты бурыми охрами.

На левобережье верховья р. Олондо наблюдается постепенный переход от гипербазитов ималыкского комплекса к диафторитам ультраосновного состава. Поэтому мы считаем, что большинство описываемых сланцев образовались по интрузивным ультрабазитам ималыкского комплекса. Об этом также свидетельствует и аналогичный состав элементов-примесей в ультрабазитах и сланцах, развитых по ним. Однако, не исключено, что часть этих сланцев, а особенно маломощные (1-3 м) их прослои, среди metabазальтов темулякитской свиты являются стратифицируемыми образованиями.

При петрохимической обработке химических анализов рассматриваемых сланцев по методике В.А. Кудрявцева выяснилось, что соотношение петрогенных оксидов, характерное для ультрабазитов ималыкского комплекса, нарушено. Сравнение составов метаультрабазитов и сланцев показывает, что процесс диафтореза сопровождался привнесением углекислоты, воды, оксидов глинозема, кальцита, титана и уменьшением содержания (возможно выносом) оксида магния.

Диафториты пикритового состава слагают самостоятельные зоны (среднее течение руч. Длинного) или же встречаются совместно с диафторитами ультраосновного состава (зоны на левобережье р. Олондо).

Описываемая группа диафторитов представлена тонколистовыми хлорит-актинолитовыми, карбонат-хлорит-актинолитовыми сланцами зеленого цвета. По ручью Длинному в коренных обнажениях амфиболитов кумкыстахского комплекса наблюдались зоны мощностью до нескольких метров, сложенные аналогичными сланцами с реликтовыми участками амфиболитов. Поэтому мы считаем, что диафториты пикритового состава развиты по амфиболитам кумкыстахского комплекса. Не исключено, что часть этих сланцев могла быть развита и по пикритам и пикрит-базальтам темулякитской свиты.

Диафториты ультраосновного и пикритового состава образуют протяженную зону по восточному ограничению Олондинской структуры, ими же сложена Центральная зона разломов, прослеживающаяся по обеим ветвям Олондинской структуры. Мощности зон достигают 250 м.

Формация зеленосланцевых диафторитов и бластокатаклазитов слагает две зоны, ограничивающие Олондинскую структуру с запада и юго-востока. Мощность зон варьирует от 20 до 100 м, падение крутое ($55-85^\circ$). Переходы к вмещающим породам постепенные, через диафторированные разности. Состав пород формации целиком зависит от состава пород, по которым они развиваются. Преимущественно они представлены серицит-хлоритовыми, кварц-полевошпатовыми, хлорит-эпидот-полевошпатовыми мелкозернистыми сланцами, зачастую повторно катаклазированными и милонитизированными.

1.2.4. Чаро-Токкинский район

Чаро-Токкинский железорудный район относится к одноименной структурно-формационной зоне, протягивающийся в междуречье рек Чары и Токко на расстоянии 200 км и ширине 8-15 км. (рис. 1.1). В южной части ее находится Чарская группа железорудных месторождений. Зона состоит из обособленных структурно-вещественных элементов метаморфизованной осадочно-вулканогенной толщи, представляющих собой субмеридианально удлиненные крутопадающие пачки метаморфических пород борсалинской серии. От окружающих образований инфраструктуры они отделены разломами и гранитоидными телами. В отличие от большинства других структурно-формационных зон Алданского щита в Чаро-Токкинской серии зоне разрез борсалинской серии включает горизонт с промышленными концентрациями железных руд. Поэтому все более или менее крупные структурно-вещественные элементы рассматриваемого района отнесены к

отдельным железорудным месторождениям, наиболее крупным из которых является Тарынахское, Горкитское и Ималыкское. Меньший практический интерес представляет собой Снежное, Михайловское, Кудуминское, Эскачинское. В породах метадунит-периодитовой формации известны рудопроявления талька, асбеста, никеля, кобальта, платиноидов. Все вместе они обычно именуются Ималыкской группой месторождений.

По поводу тектонической структуры Чаро-Токкинской зоны существуют три основные точки зрения, определяющие одновременно и соответствующие стратиграфические построения. Согласно одной из их (Тараймович и др., 1981; Кассандров и др., 1977; Чаро-Токкинская..., 1984) метаморфические породы борсалинской серии слагают фрагменты крыльев крупной синклинали, осложненные складчатостью более высоких порядков и разрывными нарушениями. При данном структурном варианте в пределах всей зоны борсалинская серия представлена только темулякитской свитой, состоящей из трех подсвит. В объеме нижней подсвиты (1600 м) преобладают количественно амфиболиты, переслаивающиеся с биотитовыми и биотит-мусковитовыми гнейсами. Средняя подсвита (до 2800 м) включает три железистых пачки, разделенные пачками амфиболитов, биотитовых, биотит-амфиболитовых гнейсов и кристаллических сланцев (кварц-сланцевых, кварц-гранат-сланцевых, высокоглиноземистых и др.). Верхнетемулякитская подсвита (1000-1300 м) сложена биотитовыми и биотит-амфиболитовыми микрогнейсами и гранито-гнейсами (гнейсогранитами), редко амфиболитами. Железистые пачки, помимо железистых кварцитов, включают слои безрудных кварцитов, кварц-сланцевых, биотит-грантовых, биотит-амфибол-плагноклазовых, эпидот-биотит-плагноклазовых и других сланцев. Широко распространены турмалинсодержащие разновидности этих пород.

В соответствии с другой точкой зрения (Сафонов, Стогний, 1977; Кудрявцев и др., 1979), район представляет собой сложное складчатое сооружение, в котором преобладающими складчатыми формами являются крупные линейные складки, изоклинальные или сжатые с крутопадающими крыльями. Бурсалинская серия представлена обеими свитами, причем нижняя из них включает в себя только две подсвиты. Нижнетемулякитская подсвита (150-550 м) по вещественному составу отличается от аналогичной подсвиты в первом варианте лишь присутствием метавулканитов ультраосновного состава (хлорит-тремолитовых, антофиллитовых, тальк-карбонатных сланцев с реликтовой миндалекаменной текстурой). Верхняя подсвита, или тарынахский железорудный горизонт (65-160 м), состоит из

трех рудных и двух междурудных пачек. В его объеме присутствуют железистые и безрудные кварциты, слюдяные, гранат-слюдяные, высокоглиноземистые кристаллические сланцы и гнейсы. Верхняя (тяньская) свита характеризуется ограниченным развитием по площади и неполным разрезом. Отложения свиты - гранитизированные биотитовые и глиноземистые гнейсы, гранат-слюдяные, кварц-двуслюдяные кристаллосланцы и их разновидности с андалузитом, кианитом, силлиманитом, ставролитом - согласно залегают на железорудном горизонте и отличаются резко переменной мощностью (от 10 до 300 м).

В третьем варианте структура месторождений Чаро-Токкинского железорудного района, что доказывает на примере Тарынахского месторождения (Кулаковский, 1981), определяется серией приближенных субмеридианальных разломов, обусловивших образование тектонических крыльев железорудных пород и разделяющих их пластин, сложенных амфиболитами, гнейсами и мигматитами. Толщи пород, обособленные в тектонических крыльях, претерпели интенсивные разрывные и складчатые деформации приразломного типа с образованием различных линз, пластин, чешуй более высокого порядка и разнофазных складчатых форм. При этом породы подверглись интенсивному динамометаморфизму, и в значительной части представляют собой тектониты. Формирование тектонической структуры месторождений произошло в дометаморфический этап и сопровождалось интрузиями ультрабазитов. Гранитизация, сопутствовавшая прогрессивному метаморфизму, контролировалась ранее возникшими субмеридианальными разломами. В связи с этим вариантом тектонической структуры стратиграфия слагающего его супракрустального комплекса не рассматривается.

В независимости от охарактеризованных точек зрения петрографический облик в борсалинской серии в Чаро-Токкинской зоне определяет четыре группы пород, включающие значительное число видов. К ним относятся амфиболиты, гнейсы, глиноземистые кристаллосланцы и железистые кварциты. Однако в первом варианте строения разреза серии абсолютно преобладают амфиболиты (около 70-75 %), во втором - их объемное количество не превышает 40%, при существенной роли гнейсов (до 35%).

Породы борсалинской серии и тесно связанные с ними ультрабазиты амнуннакитского интрузивного комплекса испытали неоднократные эндогенные преобразования: прогрессивный и ретроградный метаморфизм, гранитизацию, метасоматизм, катаклаз (табл. 1.5). Степень регионального

прогрессивного метаморфизма, в пределах района, варьирует от эпидот-амфиболитовой фации до высокотемпературной субфации амфиболитовой фации (Ахметов, Кудрявцев, 1980; Глаголев, 1982; Чаро-Токкинская..., 1984). Градиенты температур метаморфизма резко выражены в широтном направлении, а изограды метаморфических фаций вытянуты субмеридионально общему простиранию структур. Степень метаморфизма в целом возрастает с востока на запад и с севера на юг.

Таблица 1.5

Классификация пород бореалинской серии амнуннакитского комплекса Чаро-Токкинского района

Продукты прогрессивного метаморфизма	Продукты Регрессивного метаморфизма	Продукты метасоматизма
<p><u>Сиалитические породы</u> Кварциты мономинеральные и слюдяные. Слюдяные кристаллосланцы: мусковит- кварцевые, кварц-мусковитовые, кварц-биотит-мусковитовые, мусковит-кварц-биотитовые, а также их разновидности, содержащие ставролит, силлиманит, кордиерит, дистен, андалузит, турмалин. Слюдяно-гранатовые кристаллосланцы: кварц-биотит-гранатовые, плагиоклаз-кварц-биотит-гранатовые, кварц-биотит-мусковит-гранатовые. Микрогнейсы лейкократовые эпидот-биотит-плагиоклазные, эпидот-амфибол-плагиоклазные. Гнейсы биотит-плагиоклазные, биотит-амфиболо-плагиоклазные, гранат-биотит-плагиоклазные, мусковит-биотит-плагиоклазовые, биотит-микроклин-плагиоклазовые, биотит-мусковит-микроклин-плагиоклазовые, лептитовые (?) Биотит-плагиоклазовые кристаллосланцы.</p>	<p>Слюдяные сланцы кварц-серицитовые, кварц-мусковит-серицитовые, хлорит-серицит-кварцевые. Кварц-хлоритовые сланцы. Серицитизированные кристаллосланцы, микрогнейсы и гнейсы сиалитической группы.</p>	<p>Альбиты, олигоклазиты (по гнейсам и кристаллосланцам)</p>

<u>Мафические породы</u> Амфиболиты (плагноклаз-амфиболовые сланцы)	Эпидотизированные и серпентизированные амфиболиты и мегабродолериты Хлоритизированные, оталькованные и карбонатизированные актинолитовые (тремолитовые) сланцы и породы	Эпидозиты (по амфиболитам) Хлорит-турмалиновые метасоматиты
Ультрамафические породы Серпентиниты	Оталькованные и карбонатизированные серпентиниты.	Родингиты (по серпентинитам)
Железистые породы Железистые кварциты грюнерит-магнетитовые, пироксен-магнетитовые, роговообманково-магнетитовые, гранат-биотит-грюнерит-магнетитовые, гематит-магнетитовые. Железистые сланцы магнетит-грюнеритовые, грюнеритовые, магнетит-гранат-грюнеритовые, магнетит-кварц-гранат-пироксеновые-кварц-гранат-грюнеритовые, магнетит-гранат-роговообманковые и др. Железные руды грюнерит-магнетитовые	Железистые кварциты: тальк-магнетитовые, карбонат-магнетитовые, хлорит-магнетитовые. Хлоритизированные, оталькованные и карбонатизированные железистые сланцы. Руды тальк-магнетитовые, карбонат-тальк-магнетитовые	Редкие проявления частично щелочного метасоматизма в железистых кварцитах

Процессы гранитизации максимально выражены в южной части Чаро-Токкинской зоны и менее - в северной. Они проявились в форме мигматизации, максимально затронувшей гнейсы, гранитных интрузиях и пегматитообразовании.

Явления регрессивного метаморфизма носят локальный характер и, вероятно, связаны с разломной тектоникой. Наиболее распространены серицитизация, хлоритизация, оталькование, карбонатизация, эпидотизация.

Метасоматиты относятся к трем генетическим группам. Ультраметагенезом обусловлено образование полевошпатовых метасоматитов преимущественно по сиалическим породам, отчасти по железистым кварцитам, родингитов по серпентинам. При диафторезе формировались эпидозиты и хлорит-турмалиновые метасоматиты. Мезозойский щелочной магматизм сопровождался развитием во вмещающих породах жильных метасоматитов и зон фенитов.

Первичная природа большинства видов метаморфических пород, слагающих борсалинскую серию в Чаро-Токкинском районе, решается всеми без исключения исследователями однозначно. Амфиболиты и кристаллические сланцы основного состава (пироксен-амфибол-плагиоклазовые, эпидот-амфиболовые, амфибол-плагиоклазовые и др.) относятся к метаморфизированным базальтоидам (Моралев и др., 1982; Другова и др., 1985; Чаро-Токкинская..., 1984), а слюдяные и высокоглиноземистые сланцы, кварциты, большая часть гнейсов и, естественно, железистые породы определяются как первично-осадочные образования (Билибина и др., 1976; Чаро-Токкинская..., 1984). Выполненные нами исследования первичной природы метаморфических пород района петрохимическими методами, в основном, подтвердили сложившиеся представления. Действительно, на диаграммах А.А. Предовского и А. Симонена фигуративные точки анализов слюдяных, высокоглиноземистых и гранатсодержащих кристаллических сланцев четко разместились в полях пилитов и терригенных осадков. Амфиболиты и другие метабазиты, первичная природа которых не решается петрохимически из-за наличия в природе идентичного химического состава осадочных образований (мергелей, красных океанических глин), в данном конкретном случае проявляют специфические признаки, вполне определенно указывающие на их магматическое происхождение: распределение фигуративных точек на ряде диаграмм в полях толеитовых составов и, что особенно важно, наличие ясно выраженного феннеровского тренда дифференциации.

К первично магматическим образованиям некоторыми авторами (Чаро-Токкинская..., 1984) относятся, кроме того, биотит-плагиоклазовые кристаллические сланцы (метавулканиты основного состава) и так называемые лептитовые гнейсы (туфы и лавы кислых вулканитов повышенной щелочности). Для биотит-плагиоклазовых кристаллических сланцев характерны резкие колебания содержаний петрогенных компонентов. Среди них присутствуют нормальные и субщелочные разновидности, существенно натриевые, калиево натриевые и существенно калиевые. Обращает на себя внимание широкий диапазон содержаний СаО (1-8 %) и нередко наблюдающаяся обратная зависимость между количествами этого оксида и кремнезема.

По диаграмме А.А. Предовского значительная часть фигуративных точек биотит-плагиоклазовых сланцев распределяется в поле граувакк, а, согласно методу А.Н. Доморацкого (1965), вероятность их магматического

происхождения равнозначна осадочной природе. Таким образом, по сумме отмеченных признаков рассматриваемая группа пород химически неоднородна и, по-видимому, включает продукты аллохимического метаморфизма. Исходную вулканическую природу пород группы в целом нельзя считать доказанной.

Не менее разнородны по аналогичным химическим признакам, за исключением известковистости, являются лептитовые гнейсы. Нормальные по содержанию щелочей их разновидности практически не отличаются от обычных слюдяных гнейсов и гранито-гнейсов, а субщелочные разности, как правило, натриевые, по химическому составу нередко приближаются к составу альбита и могут представлять собой не только метаморфизированные щелочные эффузивы, как принято считать, но и полевошпатовые метасоматиты (альбититы).

Проблематичной остается природа гнейсов (гранито-гнейсов) и кварц-эпидот-биотит (амфибол)-плагиоклазовых кристаллосланцев. Первые из них объединяют обширную группу пород переменного минерального и химического состава от кислых и средних нормального ряда до субщелочных. На петрохимических диаграммах они в равной степени локализуются как в полях осадочных, так и магматических пород. Петрографические наблюдения позволяют значительную часть этих пород относить к продуктам гранитизации парасланцев и амфиболитов и, таким образом, рассматривать гнейсы как полигенетические образования.

Кварц-эпидот-биотит (амфибол)-плагиоклазовые кристаллосланцы, иногда относимые к щелочно-известковым (Чаро-Токкинская..., 1984), в одних случаях соответствуют по химическому составу андезитам или базитам, в других отличаются повышенным содержанием кальция и магния. На петрохимических диаграммах фигуративные точки микрогнейсов располагаются и тяготеют к полям магматических пород, исключения составляют лишь отдельные их разновидности, обогащенные кальцием, которые смещаются в поля существенно карбонатных пород, где они пространственно ассоциируются с метаандезитами Олондинского района, что дает некоторое основание относить их к метавулканитам (в т.ч. метатуфам) среднего состава, частично подвергшиеся кальциевому метасоматозу.

Итак, в объеме борсалинской серии Чаро-Токкинской структурно-формационной зоны достоверную ортоприроду имеют только амфиболиты. С определенной долей вероятности первично-магматические могут находиться в составе таких групп пород, как гнейсы, лептитовые гнейсы,

микроплагиогнейсы и кварц-эпидот-биотит (амфибол)-плагиоклазовые кристаллосланцы. По содержанию кремнезема представленные породы соответствуют трем химическим группам магматических пород: основным, средним и кислым.

1.3. Сравнительное исследование зеленокаменных комплексов Алданского щита (типы и возможная рудоносность)

Приведенные выше сведения по вещественному составу и строению разрезов типичных архейских зеленокаменных комплексов и осадочно-вулканогенных ассоциаций зеленокаменных поясов Алданского щита позволяют провести их сравнение и поиск аналогов. Наиболее обосновано сравнение может быть проведено только с использованием формационного метода и находящейся в ее основе систематики геологических формаций. Поскольку возникновение последних обусловлено определенными геологическими обстановками, и, как следствие, определение систематического положения конкретной геологической формации должно было бы повлечь за собой определение ее палеотектонической позиции и, в частности, принадлежности к архейским гранито-зеленокаменным областям. Однако применение формационного метода на его абсолютно - генетическом уровне в данном случае не представляется возможным по двум основным причинам: из-за недостаточной неравномерной изученности сравниваемых объектов и, что более важно, из-за отсутствия генетической классификации формаций архейских зеленокаменных поясов и вообще литосферных элементов докембрия.

Поэтому для указанной процедуры нами принят авторский вариант систематики метаморфизованных геологических формаций архейских зеленокаменных комплексов, учитывающий преимущественно вещественные признаки ассоциаций пород. Степень вовлечения генетического признака в ее рамках ограничена лишь определением фациальной принадлежности изверженных членов формаций (плутонические, вулканические) и литофациальных - осадочных их членов (терригенные, карбонатные и т.д.). Использование предлагаемой систематики можно рассматривать в виде одного из начальных этапов формационных образований с последующим переходом к генетическому. Она приведена в таблице 1.6. и нуждается в дополнениях.

В предлагаемой таблице использована последовательная группировка формаций от более высоких к более низким рангам: Классы формаций включают (по И.В. Круть) плутонические, вулканические, вулкано-

осадочные и осадочные. Применительно к метаморфизованным формациям указанные названия классов использованы в следующем виде: метаморфизованные вулканогенные, метаморфизованные вулканогенно-осадочные и метаморфизованные осадочные. Для плутонических формаций сохранен исходный термин, т.к. в литературе отсутствуют примеры классификаций метаморфизованных интрузивных формаций.

В класс вулканогенных формаций, в рамках рассматриваемой схемы, объединены те, в объеме которых количество осадочных пород не превышает 10-20 %. При этом к вулканогенным образованиям, наряду с эффузивными, отнесены породы комагматичных субвулканических и эксплозивных фаций и, частично, гипабиссальных, т.к. во многих случаях разделение их в связи с метаморфизмом весьма затруднительно. К вулканосадочному классу отнесены формации с количественно равноправным соотношением обоих членов или при резко подчиненном значении вулканических пород. Формации осадочного класса вообще не содержат изверженного материала, за исключением смешанных вулканно-осадочных продуктов. Принятые количественные границы соответствуют наблюдаемым соотношениям пород в реальных формациях зеленокаменных поясов.

В основе выделенных семейств формаций находятся петрохимические группы магматических пород и основные группы осадочных пород, которые обычно определяют вещественный облик большинства формаций, и первичная природа которых поддается расшифровке вне зависимости от степени испытанного ими метаморфизма. В числе первых выделяются ультрамафические, мафические, салические (т.е. средние и кислые), иногда фельзитические (только кислые), вторых - метатерригенные (в т.ч. метапелитовые), карбонатные (различного генезиса), кремнистые и другие группы пород. Семейства геологических формаций, характерные для архейских зеленокаменных поясов, показаны в таблице 1.3, где они сопоставляются с иными вариантами систематики.

Виды метаморфизованных геологических формаций (или конкретные геологические формации), число которых может быть значительным, выделяются в рамках семейств формаций (или «типов» формаций) лишь при достаточной изученности первичной природы, петрохимических и структурных признаков пород. Примеры видов формаций приведены в той же таблице. Названия их созвучны названиям формаций архейских зеленокаменных ассоциаций по А.А. Сиворонову (1987) и С.В. Богдановой и др. (Магматические..., 1987), но ранговое положение их ниже.

Использование предложенной классификации для сравнительных целей наиболее целесообразно на уровне семейств формаций, т.к. таким образом в значительной степени нивелируются различия в изученности конкретных формаций и комплексов пород. На этом же уровне они приведены в эталонных разрезах архейских зеленокаменных комплексов в табл. 1.6.

Формационное деление зеленокаменных комплексов сопряжено с рядом геологических проблем, частично уже затрагивавшихся в предыдущих подразделах. Прежде всего, это неоднозначное толкование исследователями состава, строения и возраста этих комплексов. Решение данной проблемы возможно принятием за основу стратиграфической схемы рассматриваемых образований, признаваемой большинством специалистов. Таковой, очевидно, является стратиграфическая схема, согласно которой вулканогенно-осадочные ассоциации принадлежат единому верхнеархейскому субганскому комплексу, включающему три серии: борсалинскую, тунгурчинскую, тасмиелинскую. Возможный вариант последовательности «типов» и видов метаморфизированных геологических фаций в объеме субганского комплекса в рамках указанной схемы показан в таблице 1.7.

Однако подобное решение одной проблемы не ликвидирует другие, не менее важные в формационном отношении, в частности, вопросы о масштабах развития и положения в разрезах метавулканитов повышенной щелочности и метакоматиитов, а также о вариациях строения и состава темулякитской свиты, играющие по своему положению в составе субганского комплекса главную роль при палеотектонических реконструкциях. Как известно, присутствие кислых, а иногда и более основных, метаэффузивов субщелочного и даже щелочного состава допускается некоторыми исследователями в составе темулякитской свиты.

Таблица 1.6

**Принципиальная схема классификации метаморфизованных
геологических формаций архейских зеленокаменных комплексов**

Классы формаций	Семейство формаций (типы)	Виды формаций
Плутонические	Ультрамафические Ультрамафически- мафические Мафические Салические	Дунит-гарцбургитовая Габбро-дунит-пироксенитовая Габбро-диабазовая Плагиигранитовая
Метаморфизованные вулканогенные (и осадочно- вулканогенные)	Мафически- ультрамафические Ультрамафически- мафические (или существенно мафические) Мафические Салически-мафические Салические	Метатолит-коматиитовая и др. Метакоматиит-толеитовая, мета- пикрит-базальтовая, существенно метабазальтовая и др. Метатолитовая, метабазальтовая и др. Метариолит-толеитовая, метариолит- дацит-базальтовая и др. Метариолит-дацит-андезитовая, метариолит-дацитовая и др.
Метаморфизованные вулканогенно- осадочные	Мафически-салические метатерригенные Салически- метатерригенные	Метабазальт-риолит-песчаниковая и др. Метариолит-сланцево-песчаниковая и др.
Метаморфизованные осадочные	Метатерригенные	Метапесчанико-сланцевая, метаконгломерато-сланцево- песчаниковая и др.

Таблица 1.7

**Последовательность метаморфизованных геологических формаций
в зеленокаменных поясах западной части Алданского щита**

Серия	Свита	Типы формаций (виды формаций)	Мегацикл или цикл
Тасмие- линская	Ерюсская	Метатерригенно-фельзическая (метаконгломератопесчаниково-риолитовая)	Верхний вулканиче- ский мегацикл (или цикл)
	Диендинская	Метатерригенно-салическая (метапесчаниково-дацит-андезитовая)	
Тунгур- чинская	Тургунчаканс- кая	Метатерригенная (сланцево- метапесчаниковая), местами карбонато- метатерригенная	Осадочный мегацикл

	Ульханинская	Фельзитически-карбонатно-метатерригенная (метариолит-карбонатно-сланцево-песчаниковая)		Осадочный мегацикл
Борсалинская	Тяньская	Мафически-метатерригенная (метабаазальт-сланцевая)-Олондинская структура	Метатерригенная (сланцевая) - большинство зеленокаменных структур западной части Алданского щита	
	Темулякитская	Мафически-салическая (метатолит-андезит-дацитовая) Ультрамафически-мафическая (метакоматит?-толеитовая) - Олондинская структура	Метатерригенно-ультрамафически-санически-мафическая (сланцево-метакоматит(?)-рионит (?)-андезит-толеитовая) - большинство зеленокаменных структур	Нижневулканический мегацикл (или цикл)

Л.М. Реутовым (1980) предполагается широкое их развитие в объеме субганского комплекса в целом. По данным авторов лептитовые гнейсы, соответствующие трахилипаритам, образуют мощные (до 1500 м) толщи и принадлежат щелочно-лептитовой формации. Признание приведенных фактов сразу же влечет за собой необходимость замены варианта формационного состава субганского комплекса, показанного в таблице 1.7 на иной, учитывающий формации субщелочных типов (например, вместо мафически-салической мафически-субщелочно-салическую и т.д.), отсутствующих в разрезах архейских зеленокаменных комплексов.

При сопоставлении формационного ряда субганского комплекса с типами формаций и их последовательностью в эталонных разрезах архейских зеленокаменных комплексов обнаруживаются следующие черты сходства и различия. По аналогии с зеленокаменными поясами в объеме субганского комплекса также выделяются три цикла первого порядка: нижний и верхний существенно вулканогенный, и средний существенно терригенный. Нижний вулканогенный цикл или мегацикл (?) является ультрамафически-мафическим, содержащим петрохимические аналоги пироксенитовых коматитов и коматитовых базальтов, пласты железистых кварцитов и кремнистых пород. Основная масса вулканитов этого цикла принадлежит к толеитовой и известково-щелочной сериям, что является обычным для некоторых зеленокаменных поясов.

Но все же на фоне общей близости просматриваются детали очевидного несоответствия. Так, мощность темулякитской свиты (обычно до 2 км) значительно уступает мощности нижних мегациклов (6-15 км) зеленокаменных комплексов, разрезы ее в разных структурах, за исключением Олондинской, насыщены (?) осадочным материалом и, возможно, содержат субщелочные метавулканиты, широкое распространение которых наблюдается и в вышележащих циклах комплекса. Средний существенно осадочный мегацикл не содержит железистых кварцитов, в то время как в соответствующих мегациклах типичных зеленокаменных комплексов сосредоточены наиболее продуктивные железорудные горизонты. Глиноземисто-железистые образования, венчающие в некоторых структурах разрез тяньской свиты, совершенно специфичны и не отличаются в составе архейских зеленокаменных комплексов. Не совсем обычным для зеленокаменных поясов является также ярко выраженная линейность структур, более интенсивная складчатость и метаморфизм пород, широкое развитие на площади Чаро-Олекминского блока, приравниваемого к типичным гранито-зеленокаменной области, высокометаморфизованных образований олекминской серии.

Из всего набора существенно вулканогенных формаций субганского комплекса (табл. 1.7) прямые аналоги в эталонных зеленокаменных ассоциациях находятся для ультрамафически-мафической и мафически-салической формаций темулякитской свиты Олондинского района. Для первой из них - это толща вулканитов нижнего цикла нижнего мегацикла в разрезе четвертого типа и нижнего мегацикла в целом пятого типа, для второй - верхние циклы нижних мегациклов разрезов зеленокаменных комплексов второго, третьего, четвертого и шестого типов. Тип формации, соответствующей по объему темулякитской свите в других районах ее развития, занимает как бы промежуточное положение между указанными формациями и не обнаруживается ни в одной из известных систематик формаций архейских зеленокаменных комплексов. Верхний существенно вулканический цикл субганского комплекса в каком-то приближении сопоставим с верхним мегациклом разреза третьего типа, но несравнимо насыщенней его осадочными породами. Следует подчеркнуть, что все отмеченные черты сходства теряют свое значение, если принимать для сравнения вариант, предполагающий значительное развитие в составе субганского комплекса метавулканитов субщелочного серии и карбонатных пород.

Итак, субганский комплекс западной части Алданского щита по набору формаций, их взаимному расположению и мощности вулканогенных циклов первого порядка не имеет прямых аналогов среди типичных архейских зеленокаменных комплексов, взятых для сравнения (рис. 1.2, табл. 1.4). Сходство обнаруживают только отдельные фрагменты его разреза, соответствующие определенным типам формаций. Если абстрагироваться от упомянутых выше признаков несоответствия и различий фактического материала по зеленокаменным комплексам Алданского щита, то нижний цикл первого порядка субганского комплекса (темулякитская свита), особенно в варианте, характерном для Олондинской структуры, может быть идентифицирован с нижним мегациклом зеленокаменных комплексов четвертого типа, развитого в классическом виде в Среднем Приднепровье, а в рамках более общих классификаций - с нижними частями разрезов поясов типа «М» по А.А. Сиворову и разрезами мультимодальных поясов по А.Б. Вревскому, обычных для щитов северного полушария. Верхний терригенно-вулканогенный цикл (тасмиелинская серия), в связи с насыщенностью осадочным материалом, лишь с оговорками может сопоставляться с верхним мегациклом зеленокаменного комплекса третьего типа. С не меньшим основанием он вообще может быть отнесен к существенно терригенному мегациклу.

Исходя из оговоренных положений, в связи с вулканогенно-осадочной ассоциацией пород субганского комплекса, теоретически можно предполагать всю гамму полезных ископаемых, проявляющихся в ультрамафически-мафических, мафически-салических и салических формациях зеленокаменных поясов, это: железорудные, сульфидно-никелевые, золоторудные (золото-кварцевые жильные и в железистых кварцитах), серноколчеданные месторождения в объеме ультрамафически-мафической (только в Олондинском районе) и метатерригенно-ультрамафически-салически-мафической формаций темулякитской свиты, колчеданные медно-цинковые, золотоносные колчеданные, золото-кварцевые жильные и в составе мафически-салической формации той же свиты (только в Олондинском районе), цинково-медные, свинцово-цинково-медные, меднопорфировые штокверковые, золото-кварцевые жильные и штокверковые, золотоносные колчеданные в метатерригенно-салической и метатерригенно-фельзической формациях тасмиелинской серии. Возможны также месторождения меди, никеля, титана, хрома и др. в связи с интрузиями амнуннакитского комплекса. Перспективность комплекса на большинство из них ранее подчеркивалась исследователями,

а промышленные месторождения железистых кварцитов и проявления колчеданной, медноколчеданной, полиметаллической и золотой (в частности в железистых кварцитах) уже обнаружены.

Однако, как показывает мировая практика изучения архейских зеленокаменных поясов, общие формационные признаки далеко не всегда предопределяют промышленные концентрации металлов и нерудного сырья. Их присутствие, вероятно, зависит, кроме того, от ряда других, во многом еще не исследованных причин. К последним, по-видимому, следует отнести масштабы развития рудоносных формаций и достоверность диагностики геотектонической природы изучаемых структурно-формационных комплексов с присущей им металлогенией. Поэтому перспективы обнаружения в объеме субганского комплекса перечисленных выше типов месторождений ограничиваются фрагментарностью из-за глубокой степени эродированности его в целом или в пределах отдельных зеленокаменных структур, как архейской зеленокаменной ассоциации. Имеются ввиду ограниченные мощности и площади развития существенно вулканогенных формаций, не очень повышенная степень метаморфизма пород, тектоника структур (Ахметов, 1983), некоторые особенности вещественного состава комплекса (проблема щелочных вулканитов и перидотитовых коматиитов), отсутствие железистых кварцитов в составе тех формаций (тунгурская серия), где должны находиться довольно крупные месторождения. Бесспорное сходство с комплексами архейских зеленокаменных поясов имеет лишь вулканогенный комплекс Олондинской структуры (и немногих подобных ей).

На фоне изложенного в особом рассмотрении нуждается железоносная ассоциация пород Чаро-Токкинского района, проявляющая некоторое сходство с комплексами архейских зеленокаменных поясов. Ей присущи: приуроченность к структурам с резко выраженной линейной формой; сжатые складки; высокая степень метаморфизма; ограниченный объем вулканитов, соизмеримый с количеством осадочных образований; крупная железорудная формация с преобладанием железистых кварцитов закисно-окисного (а не окисно-закисного) типа и выдержанными по мощности и литофациальному составу рудными пластами; ассоциация железистых пород с высокоглиноземистыми метаосадками. В ряду железоносных формаций докембрия, рассматриваемая ассоциация определенно тяготеет к классу вулканогенно-осадочных геологических формаций и ближе всего находится к рудоносным комплексам Приимандровского района (Оленегорский тип), которые также существенно отличаются от типичных

архейских зеленокаменных комплексов, хотя и относятся некоторыми специалистами (Сиворонов, 1987) к последним.

Необходимо подчеркнуть, что по указанным особенностям метаморфизированная вулканогенно-осадочная ассоциация Чаро-Токкинсокого района отличается от разновозрастных (борсалинских) образований в других «троговых» структурах западной части Алданского щита. Следует также обратить внимание на то, что наблюдаемое в данной структурно-формационной зоне сочетание metabазитов с пластовыми телами ультрабазитов и перекрывающих их железистых кварцитов характерно не только для зеленокаменных поясов, но является обычным и для комплексов пород структурно-формационных зон иного типа, находящихся за пределами гранито-зеленокаменных областей и, по-видимому, возникших в своеобразных геодинамических обстановках. К ним, например, можно отнести супракрустальные комплексы докембрия Украинского щита, распространенные в Орехово-Павлоградской, Белоцерковско-Одесской зонах. Некоторые из них прослеживаются непосредственно по границе Приднепровской гранито-зеленокаменной области. Примечательно, что степени концентрации ванадия в магнетитах железистых кварцитов Чаро-Токкинсокого комплекса идентичны отдельным, изученным в этом плане, указанным комплексам Украинского щита и значительно отличаются от типичных зеленокаменных ассоциаций. Справедливости ради нужно заметить, что близкие величины рассматриваемого признака установлены и для железистых кварцитов терригенного мегацикла зеленокаменного комплекса Приднепровья (Белозерский, Верховцевский районы). Однако аналогичная позиция для железистых кварцитов Чаро-Токкинсокого района маловероятна, т.к. во всех остальных структурах западной части Алданского щита в объеме тунгурчинской серии отсутствуют какие-либо признаки кремнисто-железистых образований.

В итоге можно заключить, что субганский комплекс Алданского щита, относимый многими исследователями к типичным зеленокаменным, оказывается частично своеобразным, проявляющим ряд индивидуальных черт, и, возможно, объединяет в себе разнотипные ассоциации, сформировавшихся в неодинаковых палеотектонических обстановках, по этой причине металлогеническая оценка его методом аналогии должна носить более дифференцированный характер, допускающий отступления от концепции зеленокаменных поясов.

От окружающих структур Чаро-Олекминский блок отделен системами глубинных разломов: Жуинской (запад), Амгинской (восток) и Становой или Северостановой (юг), а в северной части перекрыт рифейско-фанерозойским платформенным чехлом. Глубина залегания подошвы земной коры в блоке составляет около 37 км в северной части и погружается до 52 км на границе со Становым линеamentом. С запада на восток в пределах блока известны Чаро-Токкинская, Токко-Ханинская, Темулякит-Тунгурчинская и Олекмо-Амгинская зеленокаменные структуры, в состав которых входят более мелкие структуры (пояса), многие из которых традиционно имеют собственные названия: Олондинский, Эвонокитский, Тарагайский, Радужно-Нелюкинский, Субганский, Амедичинский, Куртахский и др. Протяженность зеленокаменных структур достигает 150-200 км, ширина 15-30 км. Преобладающая форма слагающих перечисленные ЗКС зеленокаменных поясов линейная, но известны и сложно построенные амебевидные синформные структуры: Тарагайская, Эвонокитская, Радужная и др. Важной геологической особенностью Чаро-Олекминского блока является налегание на архейское основание в разной степени дислоцированных и метаморфизованных осадочных, в том числе и флишеидных, отложений нижнего протерозоя: Угуйская, Олдонгсинская, Нижне-Ханинская впадины, Кодаро-Удоканский прогиб.

Сопоставление геологии Чаро-Олекминского блока с аналогичными структурами других щитов (Кирилук и др., 1991; Кушев, 1985; Кравченко и др., 1989 и др.) показало, что наряду с несомненным сходством, между ними существуют и заметные различия. В числе признаков, определяющих соответствие Чаро-Олекминского блока гранит-зеленокаменным областям, следует принять во внимание следующее:

1. Сходство общего структурного плана Чаро-Олекминского блока с типичным поясово-мозаичным планом гранит-зеленокаменных областей других щитов, который виден по строению региональных геофизических полей и обусловлен относительно слабо метаморфизованными толщами зеленокаменных прогибов, зажатыми между гранито-гнейсовыми куполами и валами (Кушев, 1985).

2. Отчетливая делимость архейского фундамента на глубинную инфраструктуру в форме гранитизированных толщ «серых» плагиогнейсов и амфиболовых кристаллосланцев олекминского комплекса (90% площади кратона) и супраструктуру в виде формаций зеленокаменных поясов (10% площади). Именно такое строение характерно для Приднепровского блока УЩ, Курского – ВА, Карельского и Кольского на БЩ (Смелов, 1989).

3. Абсолютный возраст метаморфических серий, который составляет 3.2-3.5 млрд. лет у комплексов ЗКС (Древнейшие породы..., 1989; Другова и др., 1985; Кирилук и др., 1991; Кушев, 1985; Смелов, 1989).

4. Проявление в объеме стратифицированных толщ субганского комплекса, заполняющего ЗКС АЩ, трех тектоно-формационных мегациклов: нижнего и верхнего, существенно вулканогенных и среднего – существенно терригенного, что характерно для большинства архейских ЗКП (Кравченко и др., 1988; Бирюлькин и др., 1990).

5. Преимущественно ультрамафитовый состав вулканогенных формаций ранних циклов развития ЗКС АЩ, среди которых присутствуют коматиит-толеитовые, коматиит-базальтовые, андезит-базальтовые и т.п. серии вулканитов, а также комагматичные им интрузивные тела ультрабазитов ималыкского и габброидов амнуактинского и кумкыстахского комплексов (Бирюлькин и др., 1990).

6. Присутствие в разрезах ЗКС региона весьма характерной железисто-кремнистой формации белозерского типа, наиболее полно представленной в основном Чаро-Токкинском железорудном районе. Ее развитию мы придаем намного большее значение, чем роль одного из признаков сходства с другими гранит-зеленокаменными областями. Важнейшей стороной является возможность использовать данную формацию в качестве стратиграфического репера, разделяющего всю гамму слоистых толщ ЗКС АЩ на две части: нижнюю – потенциально продуктивную по СНРМС и верхнюю – бесплодную в этом отношении.

2. МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЗОЛОТА

2.1. Золотоносность зеленокаменных поясов мира

Одна из металлогенических особенностей многих архейских зеленокаменных поясов (ЗКП) заключается в широком проявлении золоторудной минерализации с образованием мелких и крупных эндогенных месторождений. По уровню добычи подобные месторождения за рубежом занимают второе место. Заметная тенденция увеличения золотодобычи за последнее десятилетие приходится на страны, имеющие на своей территории древние зеленокаменные пояса (Австралия, Канада, Индия, Бразилия, страны Южной Африки, отчасти США и З. Африка).

2.1.1. Геология золоторудных месторождений зеленокаменных поясов

Общая характеристика зарубежных месторождений

Золоторудная минерализация ЗКП характеризуется широким разнообразием условий проявления. Большинство месторождений локализуется в вулканитах основного состава или в непосредственной близости от них - среди метаосадочных пород, а также в вулканитах кислого состава и небольших по мощности близковозрастных хрупких интрузивных телах (метагаббро, метадiorиты, пегматиты, плагиограниты), которые залегают непосредственно в зеленокаменной толще или вблизи неё.

Силлы и дайки древних ультраосновных пород из-за значительной вязкости и пластичности неблагоприятны. Наиболее распространены золото-кварцевая, золото-сульфидно-кварцевая или золото-сульфидная рудные формации.

Рудные тела представляют собой стратифицированные зоны сульфидной вкрапленности или секущие кварцевые, сульфидно-кварцевые жилы, прожилки и штокверки. Как правило, они имеют небольшую мощность (0,1-1,5 м, редко в раздувах до 3-5 м), четковидную форму, часто полностью выклиниваясь по простиранию и падению, а затем появляясь вновь. Среди сульфидов преобладает пирит, арсенопирит, пирротин, значительно меньше распространен халькопирит; редко и в незначительных количествах присутствуют тетраэдрит, галенит, сфалерит, борнит, ковеллин и другие. На отдельных месторождениях распространена висмутовая или теллуридная минерализация.

Золото, обычно высокопробное, тонкодисперсное, видимое, встречается в кварцевых жилах. Оно концентрируется в сульфидах и теллуридах,

окислах железа, кварце и хлорите, реже в альбите и карбонатах (Шер, 1972, 1974; Рудные месторождения..., 1972). Наибольших концентраций его содержание достигает в арсенопирите (более 5000 г/т), пирите (до 5000 г/т), в пирротине и халькопирите (до 3000 г/т), в гематите (до 1000 г/т).

Рис. 2.1. Размещение золоторудных месторождений в блоке Йилгарн, зап. Австралия

Условные обозначения: 1 – габбро-диабазы; 2 – метариолиты; 3 – метатерригенные породы; 4 – зеленокаменные породы; 5 – породы щелочного состава; 6 – породы гранито-гнейсового состава; 7 – месторождения золота, редко и в незначительных количествах присутствуют тетраэдрит, галенит, сфалерит, борнит, ковеллин и другие. На отдельных месторождениях распространена висмутовая или теллуридная минерализация.

Рис. 2.2. Размещение золоторудных тел в поясе Булавайло

Условные обозначения: 1 - гнейсы; 2 - амфиболовые сланцы; 3 - метаандезиты; 4 - верхнеархейские филлиты; 5 - аркозы и конгломераты с прослоями железистых кварцитов; 6 - граниты; 7 - разломы; 8 - а) золоторудные проявления; б) золотоносные прослои в железистых кварцитах

В сульфидах и окислах железа золото наиболее мелкое и входит на уровне атомов в деформированную кристаллическую решётку или проявляет изоморфизм в катионной или анионной форме. Более крупное заполняет пространство, вызванное этими деформациями, а самое крупное - коррозионные пустоты. В силикатах и трещинках рудных минералов выделяется крупное свободное золото с размерами частиц 50 и более микрон. При этом всегда присутствует невидимое тонкорассеянное золото в сульфидах, силикатах, кварце и окислах железа.

Рудные зоны и тела, независимо от степени прогрессивного метаморфизма, сопровождаются околорудными изменениями, которые выражаются в окварцевании, альбитизации, эпидотизации, серицитизации, турманилизации, хлоритизации, реже карбонатизации и отальковании. Промышленные месторождения образуются в зеленокаменных породах, которые испытали метаморфизм от зеленосланцевой до низов

амфиболитовой фации. При этом в зеленосланцевой фации количество проявлений золотой минерализации больше, но они мельче по масштабу (Ручкин, Дерюгин, 1987). С увеличением степени метаморфизма количество проявлений уменьшается, но возрастает их масштаб. Причины этой закономерности отчасти показаны Л.В. Эйришом (Эйриш, 1981), И.Ж. Филлипс (Phillips and et., 1984).

Определяющую роль в локализации оруденения играет структурный и литологический контроль. Первый вследствие складчатости и разрывных нарушений обуславливает повышенную проницаемость пород, а второй служит геохимическим барьером для осаждения металла. Большинство исследователей склоняется к метаморфогенно-гидротермальному механизму формирования этих месторождений (Phillips and et, 1985; Буряк, 1983; Некрасов, 1988). При этом, обычно, выделяется несколько этапов отложения золотой минерализации, которые соответствуют по месту и времени заложения различных складчатых и разрывных структур. В последующем они могли претерпевать различные изменения в связи с внедрением гранитоидных интрузий или вовлечением в тектоно-магматическую активацию. Действия этих процессов неоднозначны, т.к. приводили не только к разубоживанию, но и к увеличению концентраций в уже сформированных рудах.

О классификациях геолого-промышленных типов месторождений

В основу классификаций эндогенных месторождений обычно положены особенности генезиса, условия кристаллизации руд, минеральный состав и количественные соотношения рудных и жильных минералов, принадлежность к той или иной рудной формации, генетическая связь с магматизмом и различными этапами формирования складчатых поясов. Несколько обособленно выделяются классификации, основанные на морфологии рудных тел. Однако ни одна классификация не выявила из общей массы месторождений промышленно важные типы. Подобный анализ этих классификаций можно найти у С.Д. Шера (1972) и Е.М. Некрасова (1988). Особого внимания заслуживает классификация последнего автора, разработанная для всех эндогенных месторождений золота. Она позволяет определить стратегическое направление поисков эндогенных золоторудных месторождений.

Для месторождений древних зеленокаменных поясов (ЗКП) наиболее интересна классификация Р. Фриппа (1980) и подходы к систематике Г.В. Ручкина, Ю.Н. Дерюгина (1987) и Е.М. Некрасова (1988). Р. Фрипп (1980)

на основе анализа структурного положения, состава и морфологии рудных тел, количественной характеристики золотой минерализации выделил 4 типа месторождений: 1) стратиформные месторождения с рассеянной сульфидной вкрапленностью в железистых толщах (25% из архейских комплексов). Они подразделяются по фациям железистых пород на месторождения среди окисной, сульфидной и наиболее продуктивной - карбонатной фаций; 2) послойные «массивные» (колчеданные) сульфидные руды (встречаются редко); 3) секущие и согласные кварцевые жилы, штокверки и зоны окварцевания с незначительной сульфидной вкрапленностью или без неё в вулканогенно-терригенных породах (более половины добычи); 4) послойная рассеянная минерализация в обломочных породах, представленная пиритом или арсенопиритом с золотом (залежи редки, но достигают большой мощности).

В комбинации с этой классификацией обычно используют деление рудных тел по морфологическим классам, среди которых выделяют: 1) простые жилы; 2) сложные жилы; 3) жильные зоны; 4) зоны вкрапленности; 5) согласные линзовидные залежи; 6) штокверки в сочетании с жилами; 7) сочетание жил, жильных зон; 8) сочетание зон вкрапленности и согласных сульфидных залежей. Эта классификация отражает степень сложности рудных залежей, особенности их внутреннего строения и формы. Из известных классификаций такого рода наиболее проста, не требует трудоёмких петрологических и литолого-фациальных исследований, что определяет широкую доступность в практическом использовании.

Немалый интерес представляет классификация золоторудных месторождений Г.В. Ручкина и Ю.Н. Дерюгина, основанная на типе и характере рудовмещающих толщ. Однако достаточно дробное выделение признаков, трудоёмкость и существенная доля субъективного фактора в определении рудовмещающих пород ограничивают возможности её практического использования. Заслуживает внимания подход Е.М. Некрасова, который использует для выделения основных подразделений структурно-формационные признаки, с последующим внутренним делением по форме рудных тел и залежей. Несмотря на доступность приведенных классификаций, ни одна из них не удовлетворяет их практическому использованию в поисковых целях. Поэтому мы предлагаем комбинированную классификацию, которая является синтезом вышеупомянутых. В ней месторождения сгруппированы по комплексам рудовмещающих пород, среди которых выделены 1) метабазитовый; 2) джеспилитовый; 3) вулканогенно-осадочный; 4) терригенный; 5) железисто-

карбонатный. Названия комплексов для краткости даны условно. Подробно они расшифровываются при описании месторождений этих комплексов.

Особенности проявления золотой минерализации в ЗКП

На примере зарубежных золоторудных месторождений зеленокаменных поясов нами сделана попытка показать многообразие их проявлений, систематизировать, выявить общность и различия геологической позиции, строение и состав рудных тел и околорудных метасоматитов. Литературный обзор явился результатом систематического подбора материала по отечественным и зарубежным публикациям. Для многих конкретных месторождений и рудных полей использованы статьи, обзоры и сводки в оригинале.

Часто публикации содержат обзор нескольких месторождений. Во избежание повторяемости и загромождения текста ссылками, имеет смысл привести основные из них в начале, а на статьи, описывающие отдельные месторождения, делать ссылки по ходу изложения. В основе обзора использованы сводки по геологии зарубежных золоторудных месторождений: С.Д. Шера (1972, 1974), Е.М. Некрасова (1988), а также Е.З. Горбунов (1975), А.С. Марфурин (1987), полезные ископаемые Австралии ... (1980), рудные месторождения США (1972), Геология и экономика золоторудных... (1972), И.С. Рожков (1966), Е.М. Некрасов (1983), Геология и полезные ископаемые ... (1980), Д.В. Рундквист, В.Б. Дагелайский (1985), Ю.Г. Сафонов и др. (1982), Е.Н. Chown and et. (1982), J.B. Henderson (1985), S. Fomich (1986), G.Spray John (1986), Maynt Magnet (1988), W. Natarajan and M. Mukherjee (1986).

Месторождения метабазитового комплекса. Расположены непосредственно среди пород основного и ультраосновного составов. Обладают наибольшими запасами, вертикальным размахом и масштабами оруденения. Более распространены секущие рудные тела и залежи, состоящие из мелких жил и прожилков с сульфидной вкрапленностью. Для оруденения характерны рассеянные формы минерализации с преобладанием тонкодисперсной фазы выделения золота в сульфидах или теллуридах, реже более крупных её частиц в кварце или альбите. Распределение золота крайне неравномерное, богатые рудные участки резко переходят в совершенно безрудные, не образуя каких-либо заметных ореолов рассеивания. Широко распространены метасоматические изменения, которые выражаются в окварцевании, хлоритизации, альбитизации, эпидотизации, турмалинизации, мусковитизации,

сульфидизации, реже отальковании и карбонатизации. Преобладает зеленосланцевая и эпидот-амфиболитовая фация метаморфизма, отчасти амфиболитовая. В рудных полях характерно проявление зонального метаморфизма.

Природные условия локализации золотой минерализации весьма разнообразны и не укладываются в рамки существующих классификаций. С долей условности их можно разделить на месторождения в собственно метабазитовых толщах и в хрупких образованиях. Чаще те и другие пространственно совмещены и распространены в пределах одного рудного поля или даже месторождения.

Примером месторождений такого типа являются: Рудное поле Поркьюпайн (Канада), включает месторождения Холлинджер, Мак-Интайр, Кониорэм, Монетта. Рудное поле Ред-Лейк, основные месторождения Кембелл и Диккенсон. Рудное поле Йелоунайф, наиболее крупное месторождение Джиант-Йелоунайф, менее значительны Кон и Рикон. Месторождение Керр-Эдисон на юге пояса Абитиби. Рудное поле Калгурли (Западная Австралия) включает шесть месторождений, наиболее интересные из которых Голден-Майл и Грин Лидер. Рудное поле Колар (Индия). В Зимбабве (Южная Африка) месторождение Булавайло.

Таким образом, месторождения рассматриваемого комплекса выделяются рядом важных геологических позиций: 1 - золотая минерализация тяготеет к метабазитам толеитового и коматиитового ряда и только незначительно располагается в породах ультраосновного и кислого составов. Еще реже она проявлена в одновозрастных прослоях метаосадочных пород; 2 - оруденение контролируется зонами повышенной проницаемости, обусловленными тектоническими движениями; 3 - наиболее благоприятным является метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации, развитие на площади зонального метаморфизма; 4 - благоприятной средой для рудоотложения являются одновозрастные малые интрузивные тела основного - кислого состава; 5 - рудные тела представлены маломощными золотоносными зонами, редко переходящими в сплошные кварцево-жильные зоны и залежами с вкрапленной и прожилково-вкрапленной минерализацией. Характеризуются отсутствием вертикальной и горизонтальной зональности, относительно маломощными околорудными изменениями; 6 - состав элементов примесей рудных тел колеблется в широком диапазоне и, по-видимому, определяется составом вмещающих пород.

Месторождения джеспилитового комплекса. В Канаде находится месторождение Лупин (киватинский тип). В Зимбабве расположена многочисленная группа мелких и очень мелких (до 1 т) месторождений золота в относительно небольших зеленокаменных поясах (трогах) (Южная Африка). Более крупные месторождения, как правило, комбинированные и сочетают несколько типов месторождений. Основные районы золотодобычи: Кве-Кве и Булавайло, Кем Мотор и Глоб Фенникс; Солсбере. Рудное поле Амалия (Veorncombe, 1986) (Южная Африка). В одноимённом зеленокаменном поясе расположено 3 месторождения: Абельскоп, Гудплейс, Бозменрус. Месторождение Гейта (Танзания, Западная Африка).

Таким образом, месторождения золота железистых кварцитов достаточно распространены и занимают определённую геологическую позицию. Она выражается в следующем: 1 - промышленное оруденение в железистых кварцитах приурочено к зеленокаменным поясам платформенной фазы развития (по Д. Гровсу, У. Бэтту); 2 - железорудные горизонты, как правило, подстилаются толщей метабазальтов или метаультрабазитов. При их отсутствии месторождения не образуются; 3 - золотая минерализация тяготеет к итабиритам, границам пластов сульфидной или карбонатной фации, носит стратифицированный характер, представлена вкрапленным и прожилково-вкрапленным типом; 4 - ведущее значение на оруденение оказывает структурный контроль, который выражается в формировании зон повышенной проницаемости в местах совместного воздействия различных тектонических структур; 5 - оруденение не распространяется в перекрывающих железистые кварциты осадочных толщах; 6 - в подстилающих зеленокаменных породах промышленные концентрации тяготеют к пересечению разломов и зон расланцевания.

Месторождения вулканогенно-осадочного комплекса. В эту группу отнесены месторождения золота, локализующиеся в толщах с преобладающим развитием кислых метавулканитов и метаосадочных пород. Они, как правило, залегают с угловым несогласием на зеленокаменных породах, в меньшей степени дислоцированы и метаморфизованы. Рудные залежи формируются в мелких интрузивных телах жильного типа или на контактах отличных по химическому составу пород.

Наиболее крупные месторождения (первый тип) содержат запасы в первые сотни тонн, характеризуются преобладанием относительно простых по морфологии и составу рудных залежей с наибольшей из всех

рассматриваемых месторождений размерностью золота (присутствует до 20% золота, видимого невооружённым глазом). Как правило, руды несут много сопутствующих компонентов, сульфидов и теллуридов, которые, по-видимому, заимствуются из подстилающих толщ (например, месторождение Кеклейнд-Лейк унаследует теллуриды и элементы-примеси вмещающей толщи рудного поля Поркьюпайн). В Канаде это месторождения Кеклейнд-Лейк, Сигма-Ламак, Престон Ист Доум.

Второй тип представлен жилами сульфидно- и сульфидно-турмалин-кварцевого состава, локализующимися вдоль зон рассланцевания. Мощность жил от 0,1 до 1,5 м, протяжённость до 150 м. В участках, примыкающих к ним и смятых в псевдоскладки волочения, развиты прожилковые руды. Жилы чётковидного строения. В околожилльных метасоматитах и рудных зонах проявлена вкрапленность пирита, шеелита, арсенопирита, пирротина, халькопирита, сфалерита и галенита. Полевошпатовые порфиры окварцованы и серицитизированы. Среднее содержание золота в рудах 9 г/т, извлекаемое - 7,5 г/т. Добыто 48 т. Месторождение Малартик-Голд-Филдз, Рудное поле Хемло. В Южной Африке, в Зимбабве, находится месторождение Ком-Мотор.

В месторождениях рассматриваемого комплекса наметилась следующая геологическая позиция: 1 - рудовмещающая толща представлена верхнеархейскими образованиями, которыми завершается развитие вулканизма древних зеленокаменных поясов. Они непосредственно залегают с угловым несогласием на зеленокаменных породах, характеризуются преобладанием кислого вулканизма и широким распространением метаосадочных пород; 2 - золотое оруденение приурочено к малым близковозрастным интрузивным телам, внедрившимся по долгоживущим разломам, или к тектоническим ослабленным формационным контактам пород.

Месторождение терригенного комплекса. Расположены в слабо метаморфизованных терригенных породах верхнеархейского-нижнепротерозойского возраста. Они представлены пластами песчаников, алевролитов, филлитов, граувакк, конгломератов с прослоями карбонатных (кальцит-доломитовых) пород и кислых вулканитов. Золотоносность проявляют только те толщи, в основании которых лежат более древние зеленокаменные породы. Рудные залежи формируются в местах пересечения разрывных нарушений, при пересечении ими шарниров складок, между разломами в местах благоприятных по проницаемости

пород. При этом гидротермально-метасоматические процессы проявляются только в рудных телах и почти не распространяются во вмещающие породы.

Золото мелкое, высокопробное, заключено в кварце, пирите и халькопирите. Содержания средние и бедные, но масштабы оруденения значительны. Увеличение содержания золота и его размерности происходит в зонах окисления, которые могут распространяться на глубину до 400 м (м-е Телфер). Иногда из этих месторождений добывают и серебро. В Канаде расположено месторождение Пеймор-Брулен. В Западной Австралии (блок Пилбара) месторождение Телфер (Fyrwhitt, 1985), месторождение Блу-Спек. В Африке месторождение Ашанти.

Таким образом, в месторождениях этого комплекса наметились следующие принципиальные позиции: 1 - заложение рудовмещающих терригенных толщ происходит непосредственно на гранито-зеленокаменном основании архея; 2 - оруденение приурочено к системам разломов и зон расланцевания глубинного заложения. Золотая минерализация локализуется в зонах сочленения разломов при пересечении ими шарниров складчатых структур или между сближенными разломами в более пористых породах.

Железисто-карбонатный комплекс. Название его предложено нами условно. Как и в предыдущем комплексе, в его строении участвуют слабо метаморфизованные метаосадочные породы - филлиты, граувакки, кремнистые, хлоритовые и графитистые сланцы, в которых содержатся горизонты наибольшей мощности сидероплезит-кварцевых и куммингтонитовых, гематитовых сланцев и железистых кварцитов. От строения предыдущего комплекса отличается наличием железосодержащих карбонатов, что предопределяет своеобразие проявлений в них золотой минерализации. В этом комплексе, так же, как и в выше охарактеризованном, месторождения золота образуются лишь в том случае, когда они перекрывают зеленокаменные породы верхнеархейского возраста или находятся в непосредственной стратиграфической или площадной близости.

Рудные залежи формируются на пересечении железисто-карбонатных пород крутопадающими зонами расланцевания или разрывных нарушений и не выходят за их пределы. Руды комплексные, помимо золота из них извлекают серебро и медь, реже висмут и мышьяк. Внимания заслуживает золотоносность магнетита этих месторождений. Среди околорудных изменений выделяется хлоритизация, окварцевание, сульфидизация, реже графитизация.

В США (юг канадского щита) это месторождение Хомстейк, в Австралии это рудное поле Тенант-Крик (блок Пилбара), в Бразилии месторождение Морро-Велью. Расположено в пределах крупнейшего железорудного района МинасЖераис среди вулканогенно-терригенной толщи зеленокаменного пояса верхнего архея.

Таким образом, в месторождениях этого комплекса наметились три принципиально важные позиции: 1 - рудовмещающие толщи расположены не на гранулит-гнейсовом основании, а над зеленокаменными архейскими поясами; 2 - в хемогенно-терригенных толщах определяющую роль на формирование промышленных концентраций золота оказывает литологический контроль со стороны железисто-карбонатных пород. Немаловажным является железистость карбонатных отложений, которые в начальной стадии гидротермально-метасоматической переработки способствуют образованию магнетита, являющегося катализатором при осаждении золота из раствора; 3 - чёткий структурный контроль, выражающийся в приуроченности оруденения и пересечению зонами регионального расщепления и разломов антиклинальных частей складок, где железисто-карбонатная толща оказывается наиболее компетентной.

2.1.2. Рудоконтролирующие факторы и поисковые признаки золоторудных месторождений в древних зеленокаменных поясах

Приведенный литературный обзор показал, что месторождения золота в зеленокаменных поясах характеризуются длительной, многоэтапной историей формирования. Первичное сингенетическое накопление вещества произошло в древних вулканитах, содержащих тонкодисперсные сульфиды с золотом. Кларк золота в этих породах колеблется от 3-12 мг/т. Всплеск золотоносности в верхнем архее обусловлен широким проявлением метаморфизма амфиболитовой фации, в условиях которой происходил вынос золота из зеленокаменных пород в зоны эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фации. Наиболее удачную генетическую модель этого процесса разработали Ж. Филлипс, Д. Гровс (Phillips and et., 1984; Phillips and et., 1985). Наглядное представление создаёт приведенная ими схема (рис.2.3). По их представлениям мобилизованное золото в форме простых сульфидных комплексов выносилось метаморфическими флюидами по зонам разуплотнения в нейтральной или слабощелочной среде. Падение температуры и давления, окисление флюида и изменение его pH, богатые железом толщи, выступающие в роли катализатора, послужили причиной осаждения золота. Наиболее оптимальные условия для этого создавались в

зонах эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Этим, по их мнению, объясняется то, что все крупные промышленные месторождения в зеленокаменных породах находятся в областях развития этой фации. Отсутствие вертикальной зональности и, отчасти, крайне неравномерное распределение обусловлено, по их мнению, примерно одинаковой температурой разогрева вмещающих пород и образования рудной минерализации. Ими отмечается корреляция между большими месторождениями золота в Западной Австралии и богатыми коматиитами рифтовыми зеленокаменными поясами. Не касаясь обсуждения этой модели и вопросов генезиса, которые чрезвычайно трудоёмки в доказательствах, и носят больше прикладной характер, ограничимся рассмотрением факторов геологического контроля золотой минерализации в древних зеленокаменных поясах.

Геотектонические факторы. Несмотря на первостепенное значение и многогранность проявления геотектонические факторы исследованы и оценены недостаточно. Рассмотрим данную группу факторов по типам тектонических движений, последовательно сменяющих друг друга в полном цикле развития зеленокаменных поясов: 1) эпейрогенические конседиментационные; 2) куполообразующие - периода гранитизации; 3) разрывные синорогенетические; 4) эпейрогенические посторогенные. Это возможно при сопоставлении тектонотипов железорудных формаций докембрия в регионах, которые отличаются по степени проявления 2, 3 и 4 преобразующих этапов тектонических деформаций и движений.

1 этап характеризует тектонический режим периода накопления рудоносных формаций. Относительно достоверно о его влиянии можно судить только на примере архейских супракрустальных толщ блока Йилгарн 3. Австралийского щита. Именно здесь близка к истине отмеченная схема Д. Гровса и У. Бэтта (Гровс, Бэтт, 1987) о двух тектонических режимах накопления осадочно-вулканогенных толщ - продолжительном платформенном (более 0,3 млрд. лет) и относительно кратковременном рифтовом (до 0,1 млрд. лет).

Рис. 2.3 Схема метаморфогенно-гидротермального рудообразования золота по Филлипсу и Гровсу

Условные обозначения: 1—зона высокой амфиболитовой фации метаморфизма; 2—вулканиды основного состава; 3—осадочные породы; 4—обогащенные железом толеиты; 5—железные руды; 6—золоторудные тела; 7—зона перехода от амфиболитовой фации к зеленосланцевой.

В названной схеме важны два обстоятельства: во-первых, возможность «распознать» площади платформенного режима по широкому развитию фациальноустойчивых толщ железистых кварцитов, парагенетически сопряжённых с толщами, главным образом, основных метавулканидов. В отличие от них, площади рифтового режима характеризуются широким развитием коматиитов, мощных толщ базальтов с развитием маломощных фациально неустойчивых толщ метаосадочных пород и железистых кварцитов. Вторым следствием представляется прямая зависимость металлогенных ассоциаций от каждого режима. В частности, уникальные и крупнейшие месторождения золота сопряжены с коматиитами и подушечными лавами рифтовых зон, а месторождения золота в железистых кварцитах с метадолеритами и толеитовыми metabазальтами платформенного режима. Присутствие коматиитов в последних не обязательно.

2 этап соответствует периоду формирования синтектонических диапировых гранито-гнейсовых куполов среди супракрустальных толщ. В блоке Йилгарн он проявился только в форме верхнеархейских плагиогранитовых куполов, а в других провинциях ещё и в форме мощных куполов нижнепротерозойских микроклиновых гранитов и мигматитов (1,9 - 1,7 млрд. лет).

Влияние данного типа тектонических движений с очевидностью проявляется в резком изменении условий залегания рудовмещающих толщ метавулканитов и железистых кварцитов, так как появление куполов сопровождается образованием сложных синформ и других складок облегания, а также уничтожением продуктивных толщ в кровле диапировых структур. Конкретное же воздействие таких процессов на образование и размещение золоторудных и иных месторождений пока изучено плохо и определяется лишь общими представлениями о регенерирующей роли процессов гранитизации.

3 этап условно объединяет процессы формирования региональных разломных структур, в т.ч. глубинных разломов. С ними связана коренная перестройка плана предшествующих деформаций и окончательное оформление крутопадающих, обычно моноклинально-чешуйчатых поясовых структур зеленокаменных толщ. Особенно сильно влияние этого этапа в областях платформенного режима, которые расчленяются на линейные зоны, подобные рифтовым поясам. Этим маскируется первоначальное различие в плане деформаций платформенных и рифтовых структур.

Однако более очевидна и важна главная металлогеническая роль разломов и сопряжённых с ними зон рассланцевания, внутри которых размещается подавляющая часть золоторудных и других месторождений. Ярким примером этой роли является разлом Лардер-Лейк на Канадском щите, который протягивается на 240 км при ширине около 6,5 км и контролирует зеленосланцевый пояс Абитибби. Внутри он представляет зону интенсивной складчатости и разрывных нарушений подчинённого ранга (в основном согласных со сланцеватостью пород). Именно здесь сосредоточены крупные и уникальные месторождения золота, характерные для зеленокаменных поясов.

4 этап, как и первый, обусловлен эпейрогеническими движениями преимущественно восходящего направления. Им обусловлен эрозионный срез поясов, глубина которого по геофизическим данным заключена в вертикальном интервале не менее 10 км, например, глубина криворожского

пояса (Кравченко и др., 1986). К сожалению, достоверные критерии для конкретного суждения о положении в вертикальном разрезе зеленокаменных поясов продуктивных металлогенических уровней отсутствуют.

Приведенные соображения о роли геотектонических факторов, наряду с неоднократным и разным по интенсивности их проявлением в конкретных поясах, показывают, что металлогеническая специализация всегда зависит от комбинации рассмотренных факторов, а не от одного из них.

Магматические факторы. Принадлежат к ведущим и выполняют двоякую роль. В стратиграфических толщах зеленокаменных поясов вулканиты основного и ультраосновного состава, отчасти синтектонические комагматические интрузивы, являются главным источником золота в промышленных месторождениях. В этом отношении наиболее благоприятные толеитовые метабазальты с первичным кларком 6-12 мг/т. Повышенный кларк золота обусловлен наличием сульфидов меди и железа.

Роль более поздних, в том числе посторогенных, диапировых, микробластовых, трещинных, субвулканических комплексов малых интрузивных тел, с которыми сопряжено значительное число месторождений, оценивается иначе. Такие комплексы рассматриваются как благоприятные из-за хрупкости вмещающей среды при регенерации золота за время всплеска тектонической активизации консолидированных областей. Они также способствуют мобилизации золота в растворы и расплавы, переносу и отложению в экзоконтактовых зонах интрузивов, в том числе на вышележащих структурных этажах.

Ассимиляция магматическим расплавом ранних месторождений определяет их металлогеническую специализацию. Золото выделяется при становлении вместе с флюидами или же под воздействием аутометасоматоза концентрируется в жилах внутри самого интрузивного тела. Очевидно, наиболее распространён этот процесс был до раннего протерозоя (месторождения Керкленд-Лейк). Не исключена возможность проявления такого типа золоторудной минерализации и в более молодые эпохи.

Таким образом, зеленокаменные породы явились источником золота для последующего переотложения и концентрации в промышленных масштабах. Связь зеленокаменных пород с месторождениями, образовавшимися на более высоких стратиграфических уровнях, осуществлялась по глубинным разломам, через лайковые комплексы, за

счёт ассимиляции интрузиями ранних месторождений и выноса их вещества в перекрывающие зеленокаменные толщи породы.

Явления регенерации золота отличаются независимо от возраста тектоно-магматической активизации, петрохимического состава и морфологических особенностей регенерирующих интрузивных комплексов. Среди них известны как позднеархейские гранат-порфиры (Керкленд-Лейк, Колар и др.), так и более молодые дайки, и штоки гранодиоритов и сиенит-порфиров (рифейские и палеозойские месторождения Урала, мезозойские Центрального Алдана, кайнозойские месторождения Карпат).

Полезно заметить, что появление золота в палеозойских скарново-магматических рудах Урала отмечается только в тех районах, где в более ранних (протерозойских, рифейских) образованиях наблюдаются рудопроявления золота и железа. Аналогичным примером может служить золотая минерализация в г. Олёкминске на горе Сопка, где в контактовых скарнах щелочноземельных порфиров с магнетитовой минерализацией сопряжена золотая. Источником и того и другого металла могли послужить залегающие на глубине под Олёкминском железистые кварциты Чаро-Токкинской зоны, которые прослежены геофизическими методами.

Геохронологические факторы. Максимальное количество и наиболее крупные по масштабам месторождения золота наблюдаются в верхнеархейских комплексах с возрастом 3,0-2,6 млрд. лет.

В рифтовых зонах самые крупные месторождения в ещё более узком интервале 2,8-2,6 млрд. лет. В геологической истории развития Земли этот период явился первым глобально распространённым этапом формирования промышленных концентраций золота. В значительной мере эта эпоха определила последующие концентрации золота в конгломератах протерозойского возраста и, возможно, сыграла определяющую металлогеническую роль при заложении на окраинах щитов более молодых подвижных поясов.

Метаморфические факторы. Сыграли основную рудомобилизующую роль в перераспределении первичных кларковых концентраций золота. Благодаря широкому развитию амфиболитовой фации метаморфизма (областей выноса рудогенных элементов) верхнеархейская эпоха явилась уникальной и неповторимой в формировании крупнейших месторождений золота в метабазит-ультрабазитовых толщах и железистых кварцитах.

В последующих периодах развития амфиболитовая фация регионального метаморфизма не проявляется. Как следствие,

месторождения золота в метабазит-ультрабазитовых комплексах не образуются. В лучшем случае происходит лишь локальное перераспределение золота с формированием мелких рудопроявлений. Так, в ультраосновных породах массива Рай-Из (восточный склон Полярного Урала) в оливине и магнетите, наблюдаются выделения каплевидного золота до 30 мкм. Массив метаморфизован в условиях зеленосланцевой фации. В приразломных зонах сильно рассланцован, а его степень метаморфизма увеличивается до эпидот-амфиболитовой фации и сопровождается локальным метасоматозом. В таких зонах формируются мелкие рудопроявления золота, а первичное магматическое золото из оливина и магнетита в рассланцованных ультрабазитах исчезает. В них заметно понижается фоновое содержание золота.

Некоторые мезозойские разновидности долеритов Сибирской платформы характеризуются очень высоким фоновым содержанием золота (до 44 мг/т). Однако на площадях их развития ни одного месторождения золота не выявлено. Причиной может быть крайне слабая степень изменения пород, ограничивающаяся аутометаморфизмом. В заключение необходимо отметить, что подавляющая часть крупных промышленных месторождений золота в древних зеленокаменных поясах расположена в пределах развития эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма низких давлений. В меньшей степени они наблюдаются среди зеленосланцевой и единичные в низах амфиболитовой фации. Превышение названного уровня метаморфизма не способствует концентрации золота и приводит к его рассеиванию.

Структурные факторы. Неотъемлемая часть геотектонических, но проявившихся локально на уровнях золоторудных полей, месторождений и залежей. Месторождения и поля расположены по простиранию главных по значению рудоконтролирующих разломных структур неравномерно - узлами или районами (рис. 2.4), которые занимают площадь от десятков до первых сотен кв. км. Положение рудных узлов контролируется совмещением крупных структурных элементов с зонами благоприятного влияния литологических, магматических и метаморфических факторов. При этом среди крупных структур отмечают:

- участки пересечения региональных зон рассланцевания и изломов (в том числе глубинных) с локальными зонами того же типа;
- прибортовые части ЗКП, особенно нарушенные в исходных рифтовых структурах при последующих подвижках;
- изогнутые участки поясов, осложнённые разрывными нарушениями.

Непосредственная роль локальных структурных форм сводится к созданию различными способами зон повышенной трещиноватости (проницаемости). В числе «малых» структурных форм золоторудных месторождений названы: - дополнительная или наложенная на продольную поперечная складчатость, складки волочения; - межпластовые срывы и кливаж в шарнирных частях складок, пересечённых разломами и вообще наложение мелких сбросов на складчатую структуру или, наоборот, складчатости на более ранние разломы; сближенные или пересекающиеся средне- и мелкоамплитудные разломы, зоны брекчирования разлинзовывания; - возможные комбинации перечисленных форм (рис. 2.5).

Литолого-фациальные факторы. Выполняют функцию благоприятной среды для рудоотложения. В этой роли выступают железистые кварциты - наиболее компетентные и геохимически активные породы среди метаосадочных и метабазитовых пород. Столь же ярко выраженную благоприятную роль играют пласты железисто-карбонатных пород в мощных метаосадочных толщах. Более завуалирована роль высокожелезистых толеитовых мафитов и метатуфов, карбонатизированных метадолеритов и метабазальтов.

Благоприятное рудоконтролирующее значение проявляют синтектонические близковозрастные малые интрузии габбро, диабазов, гранодиоритов, кварцевых порфиров и пегматитов. Являясь более хрупкими по сравнению с вмещающими породами образованиями, они выступают в роли рудоподводящих и рудолокализирующих тел.

Обращают внимание значения рассматриваемых факторов в качестве индикатора размыва и переотложения золота из нижних стратиграфических подразделений в верхние существенно терригенные.

Геохимические факторы. Зеленокаменные пояса характеризуются аномально повышенным содержанием золота относительно регионального фона. На площади рудных полей и месторождений характерна высокая дисперсия распределения золота с вариациями в 3-4 порядка (Рундквист и др., 1989). Важно обратить внимание на тот факт, что содержание золота во вмещающих породах вблизи месторождений часто уменьшается на порядок по сравнению с региональным уровнем. Последнее, вероятно, связано с его выносом из околорудных зон и переотложением рудного вещества пределах рудных залежей. Золотому оруденению часто сопутствуют геохимические аномалии теллура, мышьяка, серебра, меди, вольфрама, свинца, цинка; бария, бора, фтора, висмута, в некоторых - кобальта, титана. Благоприятны повышенные концентрации никеля и мышьяка, серебра, меди, вольфрама,

свинца, цинка; бария, бора, фтора, висмута, в некоторых - кобальта, титана. Благоприятны повышенные концентрации никеля и кобальта в пиритах и пирротинах (содержание никеля 0,02-0,1%, кобальта - 0,07-0,12% при отношении никеля к кобальту в пирите 1,5-3, в пирротине - 7,2-9,7). Во вмещающих метасоматитах благоприятные отношения кальция к магнию 0,3 - 0,5, коэффициента щелочности 0,18 - 0,22.

Рис. 2.4 Положение золоторудных тел в различных структурах

Условные обозначения: 1—направление расланцевания вмещающих пород; 2—гранатсодержащие кристаллосланцы; 3—андалузитсодержащие кристаллосланцы; 4—кварцевые жилы; 5—золотосодержащие жилы; 6—границы рудных тел; 7—второстепенные разломы

Разрез через верхние (а) и средние (б) горизонты месторождения

1 - вулканиты основного и среднего состава; 2 - граувакки; 3 - железистые кварциты; 4 - конгломераты; 5 - кварц-полевошпатовые порфиры; 6 - диориты; 7 - разломы: а - прослеженные, б - предлагаемые; 8 - залежи вкрапленных руд

Взаимоотношения золоторудных тел со складками на горизонтах 793м(а) и 701м(б)

1 - рудные тела; 2 - куммингтонитовые и карбонато-кварцевые сланцы свиты Хомстейк; 3 - породы свит: а - Эллисон (филлиты и кварциты), б - Пуэрмен (графитизированные филлиты); 4 - дайки риолитов; 5 - оси складок; 6 - погружение килей и сводов складок; 7 - направление падения пород; 8 - направления перемещений (в плане), генерировавших складки волочения; 9 - то же, в разрезе (плюс - вздымание, минус - погружение)

Рис. 2.5 Положение золоторудных тел в различных структурах

Минералогические критерии. Наиболее наглядны и отмечаются систематически. В их числе:

- наличие свободного золота в перекрывающих рыхлых отложениях;
- интенсивные околорудные гидротермально-метасоматические, отчасти секреторные, изменения пород в виде окварцевания, карбонатизации, серпентинизации, хлоритизации, лиственитизации, оталькования, сульфидизации;
- развитие согласных расщеплению многократно повторяющихся прожилков кварца с вкрапленностью арсенопирита и пирита, в меньшей мере аналогичных по составу секущих прожилков;
- признаки антитаксиального заполнения жил (от центра к зальбандам), захват жилами обломков вмещающих пород, наложение на жилы кварца расщепления и дробления с последующей цементацией сульфидным или кварц-серицитовым матеилом;
- присутствие в кварцевых жилах или метасоматитах гематита или гидроокислов железа;
- наличие в околорудных метасоматитах арсенопирита, пирита, пирротина и халькопирита. При этом наиболее перспективны перекристаллизованные формы - метакристаллы и порфиробластические зёрна;
- проявление кварц-турмалин-амфиболовых, альбит-серицит-кварцевых и кварц-турмалиновых метасоматитов с убогой пирит-арсенопиритовой минерализацией;
- наличие растворимых форм золота в сингенетичных сульфидах основных и ультраосновных магматических пород для его выщелачивания при метаморфизме.

Формационные факторы. Как и геотектонические, выполняют ведущую роль, в размещении конкретных месторождений. В литературном обзоре предложенная классификация на формационной основе наглядно отразила особенности геологической позиции месторождений золота в каждой выделенной формационной группе. Понимание этих закономерностей имеет принципиально важное поисковое значение. Рассмотрим возможности использования формационных факторов в аспекте поисковых критериев.

Месторождения metabasite комплекса соответствуют рифтовой фазе развития зеленокаменных поясов. Критерии определения рифтовой фазы рассмотрены при описании геотектонических факторов. Золоторудная минерализация этой группы образуется в metabasites и синтетонических

близковозрастных малых интрузивах, реже пегматитах и прослоях кислых вулканитов. При этом необходимо учитывать, что рудные жилы имеют четко видное и более сложное строение, состоят из маломощных золотоносных зон с крайне неравномерным распределением золота, иногда переходят в кварц жильные зоны и штокверки. Реже выделяются сульфидно-кварцевые жилы переменной мощности (0,1 - 3 м) и протяжённостью до 150 - 400 м. По простиранию могут многократно повторяться, образуя рудное тело длиной до 6,5 км. Определяющее значение имеют зоны разломов и рассланцевания, шарнирные части складок, пережимы и межформационные срывы, складки волочения в зонах расслаивания, геохимические зоны выноса и привноса рудогенных элементов.

Месторождения джеспилитового комплекса соответствуют платформенной фазе развития зеленокаменных поясов. Золоторудная минерализация тяготеет к горизонтам железистых кварцитов, особенно к нижним горизонтам сульфидной фации или итабиритовым рудам, к краевым частям карбонатной фации и значительно реже к окисной. Местоположение минерализации определяется сочетанием структурных факторов. Как правило, минерализация имеет стратифицированный характер. Не менее перспективными являются подстилающие горизонты железистых кварцитов - метавулканиты. Минерализация сопряжена с крутопадающими зонами разломов и рассланцевания и особенно тяготеет к местам их взаимного пересечения. Образуются штокверковые тела или непротяжённые жильные зоны.

Месторождения вулканогенно-осадочного комплекса пространственно сопряжены с породами метабазитового комплекса. Золотая минерализация приурочена к близковозрастным синтектоническим малым интрузиям и тектонически ослабленным зонам контакта разных по физико-механическим свойствам пород.

Месторождения в терригенном комплексе образуются только в том случае, если они залегают над зеленокаменными породами или в непосредственной близости от них. Золотая минерализация приурочена к отдельным пластам песчаников, реже к пластам граувакк и конгломератов. Оруденение контролируется глубинными зонами разломов, антиклинальными перегибами и брахиантиклинальными сводами при пересечении их региональными зонами рассланцевания.

Месторождения железисто-карбонатного комплекса локализуются при непосредственной близости к зеленокаменным породам. Оруденение

контролируется глубинными зонами разломов и не выходит за пределы формации. Благоприятны сочетания антиклинальных перегибов и зон регионального рассланцевания. В целом, металлогения золота отражает общую металлоносность архейских комплексов, однако золотоносность конкретных зеленокаменных поясов в огромной степени зависит от благоприятного сочетания всех перечисленных выше рудоконтролирующих факторов. При этом следует иметь в виду, что первичные концентрации золота в вулканитах и терригенных породах вследствие последующего метаморфизма, деформации толщ и проявлений магматизма привели к пространственному совмещению вулканогенной, осадочной, метаморфогенной и гидротермально-магматогенной минерализации, что крайне затрудняет определение генетической сущности исследуемых золоторудных проявлений.

Таким образом, приведенные выше сведения дают ориентиры сопоставления с золоторудными объектами западной части Алданского щита.

3. МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЗОЛОТА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛДАНСКОГО ШИТА

3.1. Золотоносность Лемочинского района

На основе выявленных и вышеописанных факторов геологического контроля и поисковых признаков месторождений золота в зеленокаменных поясах мира, нами был проведен анализ формационного состава и особенностей строения типовых объектов в западной части Алданского щита. По результатам этих работ выделены три наиболее перспективных района (Лемочинский, Олондинский и Чаро-Токкинский), в пределах которых были поставлены опытно-методические и поисковые работы с целью выявления золоторудной минерализации, определения ее типа и уточнения поисковых критериев.

Основные типы золотого оруденения. По результатам проведенных исследований в Лемочинском районе выявлено три золоторудных проявления, каждое из которых находится в пределах одноименных участков детального опробования: Южное, Северное, Кварцевое (рис.1.3).

Проявления Южное и Северное локализируются в метабазитовой толще темулякитской свиты и связаны с зонами распространения диафторитов. В пределах этих зон породы в различной степени подвержены процессам окварцевания, хлоритизации, эпидотизации, альбитизации и другим, часто сопровождающимся интенсивным рассланцеванием. С такими преобразованиями пород установлено несколько типов золотого оруденения. Ниже рассмотрим характер изменений в различных петрохимических разностях в связи с их золотоносностью.

Метаморфизованные оливиновые базальты. По мере увеличения степени рассланцевания в них появляются сближенные кварцевые прожилки мощностью 2-10 мм, реже отдельные жилки мощностью 1-20 см. Прожилки и жилки кварца практически не содержат сульфидов, но в зальбандах наблюдается интенсивное выделение пирита, арсенопирита, реже-пирротина.

В золоторудных интервалах происходит изменение минерального состава оливиновых метабазальтов. В них появляются отдельные зерна рибекита, граната, распространен эпидот, хлорит и кварц, содержание которого составляет 10-20% и достигает 40-50% в кварцевых метасоматитах. Из сульфидов наиболее распространен пирротин (2-8%), присутствует до 3-4% ильменит и сфен. Ильменит в интенсивно рассланцованных породах полностью замещается сфеном и сохраняется

лишь в реликтах. Сфен образует слоики параллельно сланцеватости породы. В отдельных образцах совместно с биотитом наблюдаются выделения новообразованного пластинчатого ильменита. В незначительных количествах присутствуют халькопирит, арсенопирит, марказит и гидрогетит.

Повышенные концентрации золота в таких породах выявлены только в рассланцованных и окварцованных разностях, причем содержание золота зависит от степени изменения пород и их химического состава (табл. 3.1).

Таблица 3.1

**Распределение золота в оливиновых метабазах
в связи с изменением их химического состава**

Степень изменен. Окислы	Массивные без изменения	Отдельные прожилки кварца	Гнезда турмалина и кварца	Рассланцованные, Окварцованные с волнист. текстурой	Интенсив. окварцов. соглас. прожилки кварца
Si O₂	46,42	47,02	49,92	56,68	68,96
Ti O₂	2,29	1,59	2,12	1,78	1,05
Al₂O₃	12,82	13,51	12,29	10,86	9,03
Fe₂O₃	4,46	5,44	3,91	3,43	2,68
Fe O	13,14	10,85	12,80	9,44	5,88
Ca O	10,15	11,04	9,25	8,81	5,69
Mg O	5,39	5,39	5,23	4,42	2,54
Mn O	0,26	0,24	0,23	0,20	0,11
P₂O₅	0,24	0,20	0,25	0,25	0,14
K₂O	0,82	0,62	0,75	0,62	0,61
Na₂ O	1,62	1,32	1,47	1,45	1,28
n.n.n.	2,46	2,37	2,03	2,10	1,59
Содержание Золота В г/т	0	0,7	0,1	1,6	0,2

По результатам этих работ установлено, что повышенные содержания золота связаны с выходом метаморфизованных оливиновых базальтов мощностью 5 м., с поверхности выветривания пород имеет охряно-бурый цвет, на сколе-темносерый до черного и представлена мелкозернистыми пирротинсодержащими плагиоклаз-амфиболовыми сланцами. Этот 5-ти метровый интервал резко отличается повышенной трещиноватостью и рассланцеванием пород. Наиболее интенсивно трещиноватость проявлена по азимуту простирания 70° и является секущей к сланцеватости пород. Отдельные секущие трещины заполнены карбонат-кварцевыми прожилками. Кроме этого, наблюдаются прожилки согласные

сланцеватости пород и по составу являются существенно кварцевыми. Насыщенность пород кварцевыми прожилками составляет 5-10%, а карбонат-кварцевыми - 3-5%. Мощность прожилков составляет 1-2 см. Карбонат определен как анкерит. Необходимо отметить, что развитие карбонатосодержащих прожилков строго локализовано только в пределах этого интервала, то есть в границах распространения оливиновых метабазальтов. Сульфидная минерализация, связанная с прожилками убогая и редко составляет 3-5%. Среди сульфидов определены - пирит, халькопирит и пирротин, который распространен наиболее широко. Прожилки из-за окисления сульфидов имеют железисто-бурый цвет.

Метаморфизованные габброиды и амфиболиты. Повышенные концентрации золота в метагабброидах связаны с разностями, в которых при увеличении степени рассланцевания появляются согласные кварц-плагиоклазовые и мономинеральные кварцевые прожилки мощностью до 10 мм, с содержанием редких зерен сульфидов и ильменита. Плагиоклаз в породе обычно сосюритизирован, иногда полностью замещен клиноцоизитом. Ильменит замещается сфеном, образуя согласные со сланцеватостью породы слойки. В отдельных образцах метагаббро в кварц-плагиоклазовых слойках развивается эпидот, а роговая обманка на 50-60% замещается хлоритом, в них возрастает содержание пирритина и пирита до 1-2%.

Подобные изменения происходят и в амфиболитах. Явно рассланцованные разности содержат до 15-20% кварца, до 10% клиноцоизита, реликты пелитизированного и альбитизированного плагиоклаза. Количество роговой обманки в них сокращается до 60-70%, агрегаты которой ориентированы по сланцеватости породы, корродированы и содержат пойкилобласты кварца. В породе развивается хлорит (до 10%) и карбонат (до 5%).

Метаморфизованные базальты и андезитобазальты. Подвержены наиболее разнообразным изменениям. При увеличении степени рассланцевания пород в них интенсивно развивается эпидот, вместе с которыми выделяется кварц и карбонат, роговая обманка замещается хлоритом. В тонкорассланцованных породах амфибол практически полностью замещается хлоритом, кварц образует гнезда и слойки, а также в виде отдельных зерен развивается в слойках эпидотового состава.

Текстура пород полосчатая. Полосчатость обусловлена чередованием полос светло-зеленого цвета кварц-хлорит-амфибол-эпидотового состава, с серыми и темно-серыми полосами слабо измененных участков породы.

Мощность прослоев, сложенных диафторитами, варьирует от нескольких см до 5 и более метров.

Количественное соотношение минералов в диафторитах часто меняется, как правило, они содержат диопсид (от единичных зерен до 15%), сфен, турмалин, карбонат и гранат. Вблизи золоторудных интервалов получает широкое развитие окварцованные и биотитсодержащие разности metabazaltov. В самых рудных интервалах установлены развитые по metabazaltam кварц-турмалин-эмфиболовые метасоматиты и альбитизированные разности, в которых наблюдается согласные сближения прожилки кварцевого состава мощностью 1-20 см, с образованием в зальбандах диопсида, цирита, арсенопирита и пирротина. Аналогичные золотосодержащие образования наблюдались и при прохождении канав. Здесь в metabazaltax была подсечена секущая зона мощностью до 40 см, в которой породы подвержены интенсивному рассланцеванию и тонкопрожилковому окварцеванию. Лимонитизированные прожилки мощностью 0,5-1 см содержат до 1-2% тонкую рассеянную вкрапленность пирита и халькопирита. Насыщенность прожилками в этом интервале составляет 30-40%. По результатам гаммаактивационного анализа содержание золота в бороздовой пробе из такой зоны составило 1,7 г/т.

На проявлении Кварцевом, расположенном в пределах распространения выходов пород устьханинской и диендинской свит, повышенные концентрации золота установлены на участках развития простых секущих кварцевых жил мощностью 0,5-3 м. Кроме этого, в метаморфизованных гравеллитах устьханинской свиты повышенная золотоносность обнаружена в графитизированных разностях, подвергавшихся послойному тонкопрожилковому окварцеванию.

Таким образом, повышенные концентрации золота установлены в следующих типах пород кварц-золоторудной формации:

- кварцевых метасоматитах 3,1 г/т;
- зонах альбитизации, эпидотизации и окварцевания metabazaltov 1,4 - 2,5 г/т;
- зонах интенсивного рассланцевания metabazaltov с развитием малосульфидных кварцевых прожилков 1,7 - 8,2 г/т;
- зонах субсогласного прожилкового окварцевания и карбонатизации пирротинсодержащих оливиновых metabazaltov 14,1 г/т;
- в метагаббро и амфиболитах с послойным прожилковым окварцеванием 1,0 - 3,3 г/т;

- в интенсивно рассланцованных и диафторированных пегматитах и аплитах 1,5 - 5,5;
- в графитизированных гравелитах со сближенными кварцевыми прожилками 2,0 г/т;
- в простых кварцевых жилах 3,3 г/т.

Анализ геохимических проб методом корреляционных ассоциаций

По результатам обработки геохимических проб в районе выделено несколько геохимических ассоциаций.

Первая ассоциация (породная) наиболее хорошо выражена для пород основного и среднего составов обособлением элементов сидерофильной группы:

- кобальт-никель-хром-титан-ванадий-марганец;
- ($\pm$ цинк, медь, германий).

При возрастании степени изменения пород в результате различных процессов (диафторез, метасоматоз и др.) эта ассоциация распадается или включает элементы других ассоциаций.

Вторая ассоциация (метаморфическая) проявляется только в метаморфизованных породах и определена сочетанием элементов с плохо совмещающимися геохимическими свойствами:

- литий-галлий-олово-ванадий.

Эта ассоциация возникает благодаря очень длительной и медленной миграции элементов диффузионным путем, в условиях закрытой пористости. Выделенная ассоциация проявлена не только в породах Лемочинского и Тарынахского районов, но и характерна для аналогичных образований Украинского щита при отсутствии в неметаморфизованных комплексах.

Третья ассоциация (сколовая). В ее основе: иттрий-иттербий-ниобий, а в зависимости от исходного состава пород в нее могут входить - титан, мышьяк, вольфрам, фосфор. Ассоциация также, как и вторая, характерна для зеленокаменных пород Украинского щита. Она по мере увеличения степени проницаемости пород распадается с обособлением высоких связей: иттрий-иттербий или иттрий-ниобий.

Четвертая ассоциация (рудная) отражает потенциальную металлогеническую характеристику группы пород или их площадную металлогеническую специализацию. Она близка к гидротермальным ассоциациям (Беус, Григорян, 1975) и образована различными сочетаниями следующих элементов:

- серебро-медь-мышьяк-висмут-вольфрам-
- молибден-свинец-цинк-марганец-никель-
- кобальт-фосфор-германий.

Пятая ассоциация (золоторудная) определена на основе корреляции золота (даже с малозначимыми связями) со следующими элементами:

- серебро, висмут, бор, вольфрам, мышьяк, медь.

Площадное распространение выделенных ассоциаций получено при анализе и сопоставлении всех моноэлементных карт. Установлены их отрицательные, фоновые и положительные поля.

Четвертая ассоциация на площади проявлена локально, и поэтому выделены только ее положительные поля. Распространение золоторудной ассоциации подчинено определенным закономерностям, которые выражаются в сочетании полей выделенных ассоциаций с различными петрографическими разностями пород. Это определило связь золотой минерализации с геохимическими особенностями конкретной площади и позволило наметить локальные геохимические критерии поисков золотого оруденения.

Анализ моноэлементных геохимических карт проводился по группам элементов, входящих в корреляционные ассоциации. Для каждого элемента, в зависимости от дисперсии проявленных значений, выделялись отрицательные и положительные поля с превышением фоновых значений в 3-5 раз. Выделенные поля для элементов одной ассоциации совмещались и на итоговой карте отражались их обобщенные области с одинаковым знаком. В целом, первые три ассоциации проявили прямолинейный характер распространения и ограничены прямыми линиями.

Линейный характер распространения корреляционных ассоциаций, по-видимому, обусловлен структурными элементами (разломами, зонами расланцевания, кливажом, складчатостью), развитием различных по составу формаций и отдельных петрографических групп. Так, на водоразделе Укачигда-Лемочи, по данным анализов проб из рыхлых отложений, однозначно по всем элементам первой (породной) ассоциации выделилась граница между темулякитской свитой и гранито-гнейсами олекминской серии. Аналогичная граница наметилась и между диендинской и темулякитской свитами в западной части участка опробования.

На участке Северный тело габброидов отражается положительным полем породной ассоциации, а контакты его подчеркнуты отрицательным полем породной ассоциации, совмещенным с отрицательным полем сколовой ассоциации.

В целом, по участку наметилось пять основных направлений распространения ассоциаций:

- северо-северо-восточное, определено распространением отрицательного поля сколовой ассоциации отдельными равноудаленными друг от друга полосами, параллельных тектонической границе темулякитской свиты с гранито-гнейсами олекминской серии, а также, возможно, подчеркивают параллельные ей тектонические зоны;

- северо-северо-западное, определено совместным распространением положительного поля метаморфической и отрицательным полем сколовой ассоциации;

- северо-западное, выделено по совместному распространению аномалий молибдена, свинца, цинка;

- субмеридианальное и субширотное направления проявились слабее, но они выделяются определенными сочетаниями полей разных ассоциаций.

Вынесенные на карты аномалии золота (более 10 мг/т) обнаружили некоторую связь с корреляционными ассоциациями и здесь установлены следующие тенденции:

- 1 - узлы золотой минерализации отражаются пересечением отрицательных полей сколовой ассоциации северо-северо-восточного и северо-северо-западного простирания, при наличии в таких пересечениях положительных полей породной ассоциации;

- 2 - локальные аномалии золота проявлены в зонах пересечения отрицательных полей сколовой ассоциации с положительным полем рудной ассоциации или с положительным полем ассоциации молибден-свинце-ванадий;

- 3 - в пределах распространения пород диендинской свиты аномалии золота расположены в пересечениях положительных полей породной, сколовой и рудной ассоциаций;

- 4 - в телах габброидов аномалии золота ложатся в положительные поля породной и рудной ассоциации.

Завершая данный раздел, следует отметить, что анализ 15 вариантов карт мультипликационных показателей не отразил в достаточной степени связи с выделенными аномалиями золота. Наиболее показательны произведения значений серебра, висмута, меди или серебра-висмута, но и они могут быть использованы только в качестве дополнительной информации.

3.2. Золотоносность Олондинского района

Олондинский район по развитым в нем позднеархейским зеленокаменным образованиям, степени метаморфического преобразования, неоднократно проявленной складчатости и связанных с ними разрывными нарушениями аналогичен золотоносным зеленокаменным поясам мира. Проведенными ранее работами (Габышев и др., 1969; Кудрявцев и др., 1974) выявлен ряд точечных геохимических аномалий золота с содержанием от 0,6 до 0,9 г/т, связанных в основном с кварцевыми жилами. В работе Ю.Н. Дерюгина (1984) приведены сведения о фоновых содержаниях золота по группам пород, превышающих в 3,5 - 23,5 раз кларк Б. Мейсона. По данным пробирно-спектрального анализа, приводятся средние содержания золота в г/т: перидотиты - 0,083, коматииты - 0,094, metabазальты - 0,015, метаандезиты и метаандезито-базальты, метадациты - 0,0037, жильный кварц - 0,012. Нашими работами (Бирюлькин и др., 1990) также были выделены аномалии с повышенным содержанием золота. Однако в связи с прекращением финансирования геолого-геохимических работ по линии ПГО «Якутскгеология» дальнейшие исследования проводились в рамках плана НИР Якутского государственного университета совместно с Якутским институтом геологических наук СО РАН. Результаты этих работ легли в основу настоящего раздела (рис. 2.6).

Геохимия золота в metabазитах и метагипербазитах

С целью выявления закономерностей изменения содержаний золота, при метасоматозе базитов и гипербазитов, была отобрана серия образцов в разной степени переработанных пород из районов с аномальными значениями золота. Устанавливается, что неизменные metabазиты и метагипербазиты содержат небольшое количество золота, от 1 до нескольких десятков мг/т. В то же время по мере увеличения метасоматических изменений, выраженных с одной стороны появлением в составе биотита, актинолита, карбоната и сульфидов, а в метагипербазитах актинолита и магнетита, иногда флогопита и хлорита, содержание золота увеличивается до 0,2-0,5 г/т (иногда до 2 г/т). В кварцевых жилах оно поднимается до 0,7 г/т (это касается только ламинарных кварцевых жил), а в массивных карбонат-амфибол-кварц-сульфидных породах, сопряженных с ними, до 5.0 г/т.

Состав и морфология самородного золота

Одним из направлений поисков золоторудной минерализации является анализ морфологии и состава золота, встречающегося в аллювиальных и делювиальных отложениях. В данном разделе дается краткая характеристика золота из шлиховых проб, отобранных в пределах Олондинского зеленокаменного пояса (Попов и др., 1996). Находки самородного золота здесь уникальны, так как горно-ледниковые особенности данного района не способствуют формированию россыпей.

Опробованием основных и ультраосновных пород (коматиитов, габбро-амфиболитов и толеитовых метабазальтов) были выявлены три участка повышенной золотоносности, приуроченных к зонам расланцевания (бластомилонитизация). Повышенные содержания золота от 0,2 до 5 г/т характерны для зон с наибольшей биотитизацией, сульфидизацией и карбонатизацией, свидетельствующей, что их формирование сопровождается K-S-CO₂ метасоматозом. Зоны имеют сдвиговую кинематику и характеризуются выдержанностью по простиранию. Кроме этих участков, среди карбонатизированных серпентинитов иногда встречаются зоны, обогащенные (до 2 г/т) золотом. Позиция золотой минерализации здесь еще не совсем ясна, и эта проблема требует дополнительного изучения.

При шлиховом опробовании аллювия водотоков, пересекающих ультрабазит-базитовые толщи, в центральной части пояса были обнаружены знаки самородного золота, в том числе в шлиховых пробах из деллювия участков с повышенным содержанием золота. При изучении морфологии золотинок и особенностей их химического состава было выявлено 3 вида самородного золота (Попов и др., 1996).

К первому виду относятся золотины размером от 0,25 до 0,4 мм со сложным глубоким рельефом, штриховкой на поверхности и пленками гидроксидов железа. Зерна неокатанные, неправильной формы - вытянутые, треугольные, как правило, уплощенные или изометричные. Изучение пробности показывает, что она изменяется от 721 до 975. Большинство золотинок однородны. Только в одной из них установлено повышение пробности (примерно на 20 %) от центра к краю зерна. При исследовании на сканирующем электронном микроскопе выявлено, что высокопробное золото образует прерывистую узкую оторочку по краю. Совокупность всех этих данных позволяет нам рассматривать эти оторочки как вторичное золото, образованное в окисленных рудах (Петровская, 1973).

Ко второму виду относятся мелкие золотины размером от 0,1 до 0,25 мм. Золотины имеют неправильную, немного вытянутую форму, остроугольные выступы, включения мелких обломков вмещающих минералов, отпечатки граней кристаллов различных размеров. По существу, они представляют собой зерна выполнения мелких полостей и относятся к интерстициальному виду. Пробность золота высокая от 958 до 969. Зональность не выявлена. Судя по форме, характеру их поверхности и составу золотины относятся к субрудному золоту.

Третий вид золота представлен комковидными зернами округлой или слегка вытянутой формы, с размерами от 0,14 до 0,3 мм. Они обнаружены в микрогнейсах (кислого состава), среди метагипербазитов (серпентинитов). Возможно, первоначально оно представляло собой дайку или жилу гранитоидного состава. Рельеф поверхности золотин сложный: характерно наличие трещин, выступов неправильной формы, разнообразных выемок с неровными краями. Примечательно, что подобных золотин не было обнаружено в шлихах из аллювия и делювия. Пробность золота от 886 до 999. Присутствуют зерна как однородные, так и слабо зональные. Отмечается два типа зональности: в первом пробность золота уменьшается от центра зерна к краю, во втором наоборот. В целом, золотины по своей морфологии и составу могут быть отнесены к интерстициальным частицам.

Из приведенного материала Н.В. Попов и др. (1996) делают вывод, что в аллювиальных и делювиальных отложениях в пределах Олондинского пояса преобладают два вида самородного золота: изометрично-комковидный и трещинно-прожилковый. Они существенно отличаются от золотин третьего вида, обнаруженных в микрогнейсах. По данным Н.В. Петровской (1973), наиболее часто трещинно-прожилковое золото встречается в малосульфидных рудах глубинных месторождений, особенно в участках расщеливания кварца. В нашем случае аналогом таких руд могут быть бластомилонитизированные кристаллические сланцы и амфиболиты ультраосновного и основного состава, содержащие в своем составе сульфиды, биотит и карбонат. В процессе биотитизации и карбонатизации происходит высвобождение SiO_2 из метаморфогенных минералов, с образованием жильно-прожилковых и прожилково-вкрапленных руд. Вероятно, по околорудным метасоматитам и рудам формируются зоны окисления, в которых происходит изменение химического состава золота. Проблема появления золота в микрогнейсах кислого состава во многом дискуссионна и требует дальнейших исследований. Одним из возможных вариантов объяснения может быть

ремобилизация и переотложение золота из ультрабазитов, во время внедрения гранитов-протолитов микрогнейсов.

Таким образом, анализ морфологии и химического состава золотин отложений подтверждает формационные, структурные и петрографические данные, свидетельствующие о том, что рудное золото в Олондинском поясе связано с бластомилонитами по основным и ультраосновным породам в зонах разломов, минеральные преобразования в которых происходят при K-S-CO₂ метасоматозе.

Зоны метасоматических изменений в метагипербазитах и metabазитах (состав, строение и структурное положение)

Детальное описание естественных разрезов в восточной и центральной частях пояса, по породам основного и ультраосновного состава, позволило установить серию тел, сложенных метасоматитами. Среди них по составу выделяются следующие типы: кварц-карбонатные, карбонатные, кварц-тремолит-карбонатные и биотит-кварц-карбонатные, карбонат-актинолитовые, карбонат-актинолит-хлоритовые метасоматииты, иногда содержащие тальк. С биотит-кварц-карбонатными метасоматитами связано появление обильной (до 30 % объема породы) сульфидной вкрапленности. Биотит-кварц-карбонатные метасоматиты приурочены, главным образом, к основным породам и реже встречаются среди ультрабазитов. Однако в обоих случаях появление всех типов метасоматических пород происходит в зонах расланцевания - (shear zones - зонах пластического сдвига?). Тела метасоматитов имеют зональное строение. Краевые части их сложены расланцованными биотитизированными разностями основных пород или актинолитовыми и актинолит-хлоритовыми сланцами. Центральные части насыщены массивными кварц-карбонатными, иногда чисто кварцевыми или карбонатными обособлениями. Большая часть сульфидной минерализации приурочена к биотитизированным разностям. Наибольшая концентрация наблюдается между сланцеватыми и массивными разностями метасоматитов.

Зоны метасоматитов имеют крутое падение. Мощность зон меняется от нескольких сантиметров до 10-15 м. При малых мощностях, примерно в 20 см, удается проследить одну зону на протяжении 15-20 м, то есть отношение мощности к длине разрывного нарушения составляет 1:75 - 1:100. Таким образом, зоны мощностью в 10-15 м могут иметь протяженность от 750 до 1000 м и от 1250 до 1500 м соответственно. Это подтверждается и полевыми

наблюдениями. Так, при прослеживании одной зоны, представляющей собой потенциальное рудное тело, ее легко удалось откартировать на 100-метровом интервале. Наибольшее количество зон зеленосланцевых диафторитов отмечено в восточной ветви пояса, при детальном опробовании которых здесь можно ожидать присутствие 5-10 крупных тел мощностью 5-10 м и протяженностью 1-1,5 км. Чтобы понять их поведение на глубине подчеркнем, что зоны пластического сдвига, сопровождающиеся метасоматическими изменениями пород, представлены крутопадающими зонами рассланцевания со сдвигово-взбросовой кинематикой. Это позволяет предполагать выдержанность зон диафторитов на глубину. При установленном кулисообразном характере их расположения в плане не исключается возможность кулисообразных смещений отдельных участков на глубине. С учетом геофизических данных о глубинном строении пояса, и, в частности, положения тел метабазитов и метагипербазитов, а также, согласно наблюдениям за их положением на современном эрозионном срезе (перепад высот составляет около 700 м), мы вправе предполагать погружение зон до глубины 1 км, при выдержанной мощности. Все это создает благоприятные предпосылки для обнаружения в этом районе достаточно крупных рудопроявлений золота при условии подтверждения присутствия значимых концентраций металла в метасоматитах.

Пространственная приуроченность к зонам зеленосланцевых диафторитов даек пикритов с возрастом $\approx 2,0$ млрд. лет и метаморфизованных фациально с ними, свидетельствуют о раннепротерозойском возрасте их формирования (Попов и др., 1996).

В заключение этого раздела отметим наиболее важные результаты:

1. Петрографическими признаками потенциальной золотоносности ультрабазит-базитовых пород является одновременное появление в них вторичного биотита (или флогопита в ультраосновных породах), сульфидов группы пирита, магнетита и кварц-карбонатных обособлений.

2. Установлено, что богатые сульфидами метасоматиты приурочены к зонам вторичного рассланцевания в породах ультраосновного и основного составов, характеризующихся насыщенностью жил кварц-карбонатного состава. Мощность таких зон изменяется от нескольких десятков сантиметров до 10 м. Отмечено, что наиболее интенсивная биотитизация (флогопитизация) и массовое появление сульфидов происходит в зонах непосредственного контакта с кварц-карбонатными жилами и линзовидными обособлениями. Содержание сульфидов в отдельных участках достигает 30 % объема пород, что расширяет возможности

обнаружения типов пород с промышленными концентрациями золота. На одном из участков по делювию установлена зона (тело), состоящая из диафоритов по метабазальтам и линзовидных обособлений карбонат-кварц-сульфидных пород с кварцевыми жилами, с содержанием золота от 2 до 5 г/т при мощности 10 м и простирацию до нескольких сотен метров.

3. Структурные исследования показывают, что мощные зоны бластомилонитов, образование которых сопровождается $K-S-CO_2$ метасоматозом, достаточно выдержаны по простирацию и имеют крутое падение, что позволяет надеяться на прослеживание их на глубину, по меньшей мере, до 1 км.

4. Золоторудная минерализация, вероятно, представлена тонкодисперсными (до 10 микрон) выделениями золота в сульфидах и магнетите, образующихся при метасоматозе. В редких случаях оно может образовывать самостоятельные зерна размером до 0.1-0.25 мм.

3.3. Золоторудная минерализация в железорудных месторождениях Чаро-Токкинского района

Исследования сопутствующей железу минерализации в месторождениях Чаро-Токкинского района проводились автором совместно с сотрудниками ДГИ. Здесь изучены Тарыннахское и Ималыкское месторождения. Наиболее важные и систематические результаты получены в отношении золоторудной минерализации. Проявления иных сопутствующих компонентов обнаружены в единичных случаях, притом в концентрации, не позволяющей определенно судить об их практическом значении.

Золотоносность железорудных формаций

В 1975-1976 годах Л.Н. Малковым с сотрудниками, при выполнении геолого-съемочных работ, на территории выходов зеленокаменных толщ района были зафиксированы знаки золота в шлихах. Созданная в 1975 году Чаро-Токкинская экспедиция в эти же годы приступила к разведке железных руд. На всех стадиях разведки (1977-1984 гг.) основное внимание уделялось всестороннему изучению железных руд и вскрышных вмещающих пород, в то время как сопутствующая минерализация, за исключением традиционной для железистых кварцитов примеси германия, практически не изучалась. Несмотря на это установлен целый ряд проявлений сопутствующей железу минерализации, среди которой

наибольший интерес могут представлять повышенные концентрации золота, серебра, никеля, молибдена, бора, лития и бериллия.

Основной элемент наших исследований - золото, было впервые зафиксировано в железослюдковых кварцитах Ималыкского месторождения Э.Г. Кассандровым и В.А. Мариич в 1976 году. В шлихе протоочки из скважины 1024 (глубина 258 м) ими обнаружено 79 знаков тонкого золота (в пересчете - 1,2 г/т), а методом пламенной фотометрии, в этом же образце, установлено тонкодисперсное золото в количестве 8,5 г/т. При этом под микроскопом исследователи наблюдали мелкие сростки золота размером 30-50 мкм силикатами и магнетитом. По их рекомендации сотрудниками ЧТГРЭ было проведено переопробование отмеченного интервала по имеющимся дубликатам проб, отобранных на железо. Естественно, при большой длине проанализированных секций (до 3 м), признаков золотой минерализации не было обнаружено. Одновременно было высказано предположение о генетической связи золотой минерализации с дайками и штоками щелочноземельных пород мезозойского возраста, а потому проявление оценено как не представляющее промышленного интереса.

Однако, в дальнейшем сотрудниками СНИИГГиМСа, ВИМСа, ЧТГРЭ и ЮЯГРЭ неоднократно отмечались новые проявления золотой минерализации. Так, на Тарыннахском месторождении, по данным СНИИГГиМСа в тяжелой фракции шлиха из канавы 259 (профиль 259) выявлено 104 знака самородного золота (расчетное содержание 3,5 г/т, в дисперсного - 8,9 г/т). На этом же месторождении по данным Г.Ф. Горелова в скважине 12 (залежь 1, профиль 335) в железистых кварцитах (гл. 110-114, 4 и 121, 9-124, 3) и в зоне дробления (гл. 125, 8-128, 1 и 132, 4-134, 4) выявлено содержание золота 0,1-1,4 г/т, серебра 1,6-11,4 г/т, мышьяка 0,15%. Им же в скважине 22 установлено 9 г/т золота, хотя при переопробовании этой скважины результаты не подтвердились. По данным геологосъемочной партии Л.Н. Малкова за 1997 год в 3-х пробах железистых кварцитов Тарыннахского месторождения (из 141 проанализированной) спектрозолотометрическим анализом определено содержание золота в 0,2-0,3 г/т. На Горкитском месторождении (Ахметов, 1986) в скважине 1536 (Восточная залежь) в штуфах на глубине 248 и 348 м определено содержание золота 1-2 г/т.

Кроме золота, заслуживает внимания повышенная никеленосность некоторых пиритов в породах продуктивного горизонта. Так, по данным (Чаро-Токкинская..., 1984) в монофракциях пиритов, проанализированных

спектральным полуколичественным анализом, содержание никеля достигают 1%. По личному сообщению А.М. Сафонова (ЧТГРЭ) спектральным анализом отмечаются повышенные содержания молибдена (первые сотые доли процента) на Горкитском месторождении. При этом зона минерализации имеет среднюю мощность около 1 м и подстилает почти всю железорудную залежь. По его же данным на Тарынахском месторождении в пегматоидных гранитах и мусковитсодержащих кварц-полевошпатовых породах продуктивной толщи содержатся повышенные концентрации бериллия и лития.

По данным Р.Н. Ахметова (ЦКТЭ), на профиле 381 Тарынахского месторождения (участок канавы 259) им обнаружен выход массивной арсенопиритовой минерализации мощностью около 1 м, которая кроме мышьяка может содержать повышенные концентрации никеля, кобальта, серебра и золота.

Таким образом, в течении 1975-1985 гг. рядом геологических организаций на основных месторождениях рассматриваемого района обнаружены прямые признаки золотоносности железных руд и вмещающих пород, а также минералого-геохимические аномалии иных рудных элементов. Вся информация по этому поводу была обобщена сотрудниками ЦКТЭ в 1984 году (Бирюлькин, Никитин, 1985). Наряду с этим ими проведено геохимическое изучение темулякитской и других свит борсалинской серии Чаро-Олекминского региона. В итоге отмечено их общее сходство с комплексами рудоносных пород ЗКП мира, а темулякитская свита совершенно справедливо выделена в качестве наиболее перспективной по золоту, серебру, молибдену и меди.

Распределение золота по типам пород и по зонам метаморфизма

Среди железорудных образований района выделены следующие группы: магнетитовые и железо-слюдково-магнетитовые кварциты, гастингсит-магнетитовые, гиперстен-магнетитовые, куммингтонит-магнетитовые кварциты, магнетит-куммингтонитовые сланцы. Железорудные образования района характеризуются пониженными (относительно вмещающих пород) содержаниями большинства элементов-примесей. Исключение составляет германий и золото. Среднее содержание золота в железорудных образованиях в несколько раз превышает его содержание во вмещающих породах, а наиболее высоким средним содержанием (9.4 мг/т) характеризуется группа магнетитовых и железнослюдково-магнетитовых кварцитов. По-видимому, железистые кварциты, а среди них особенно

бессиликатные разновидности, или изначально содержали повышенные концентрации золота, или же являлись геохимическим осадителем золота при его метаморфогенном перераспределении.

В железистых кварцитах золото весьма мелкое, преобладающий размер золотинок – 3-5 мкм. Выявленные сцинтилляционным спектральным анализом содержания весьма тонкого золота не подтверждаются атомно-абсорбционным и гамма-активационным анализами. Основная масса золота (в весовых %) в железистых кварцитах также сосредоточена в классах с тонким золотом. Совершенно другое распределение золота (в весовых %) для вмещающих пород. Здесь же основная масса золота имеет размерность 12-20 мкм.

Анализ распределения золота в породах Ималыкского железорудного района по зонам метаморфизма показал, что наибольший процент встречаемости (69 %) и наибольшая дисперсия содержаний золота характерны для железистых кварцитов, метаморфизованных в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма.

Минеральные формы золота

На Ималыкском и Тарыннахском месторождениях золото выявлено видимое под микроскопом и в форме примесей в рудных минералах. Единичные выделения видимого золота, до 10 мкм, отмечены в хлоритизированных участках железистых кварцитов, а более крупные - до 30 мкм - в хлорит-кварцевых диафторитах (скв. 1013, глубина 71,3 м, 97,9 м, 98,5 м; скв. 1024, глубина 240,4 м; скв. 1, глубина 180,3 м, 182,5 м, 188,0 м; скв. 2, глубина 243,5 м; скв. 3, глубина 359,0 м; скв. 422, глубина 923,5 м).

В железистых кварцитах видимое золото присутствует в корродированных хлоритом периферических частях зерен магнетита. Оно выделяется в виде округлых частиц и тесно ассоциирует с мелкими зернами пирита, халькопирита и арсенопирита. Зафиксировано два зернышка золота с красноватым оттенком в пустотках выщелачивания мартита. В кварц - хлоритовых диафторитах частички золота имеют удлиненную форму и выделяются только там, где есть убогая вкрапленность сульфидов. В зернах сульфидов видимое золото не обнаружено.

Присутствие примеси золота в рудных минералах выявлено лазерным микроспектральным анализом. Установлено, что примесь золота содержится в магнетите, мартите, пирите, пирротине, халькопирите и

арсенопирите, причем она связана с определенными генерациями этих минералов и образует видимые обособления (табл. 3.1).

Магнетит проявляет золотоносность только в зернах третьей и четвертой генерации, которые находятся в местах, где есть признаки рассланцевания, кливажа и сопутствующих диафторических изменений. При этом зерна магнетита корродируются по краям тальком или хлоритом, иногда замещаются сульфидами. Только в таких зернах бывает золотоносен Mr-3, в то время как Mr-4 содержит примесь золота и в не затронутых коррозией зернах изометричной формы. Развивающийся по такому магнетиту четвертой генерации мартит также обнаруживает слабую золотоносность. Необходимо отметить, что в гранобластическом магнетите пятой генерации не обнаружено.

Примесь золота в сульфидах в большей степени характерна для Тарыннахского месторождения. Как правило, золотоносным является пирит, развивающийся в секущих прожилках и по сланцеватости, а также в диафторированных участках пород и руд, где он замещает магнетит или образует самостоятельные метакристаллы. В таких зонах золото содержит и пирротин, развивающийся по Mr-3 или выделяющийся в виде изометричных зерен. В халькопирите и арсенопирите золото обнаружено единичными анализами.

Таким образом, на основании данных о вещественном составе диафторированных пород, их рудной минерализации и форм выделения золота можно предварительно констатировать:

- 1) как видимое, так и примесное золото всегда сопряжено с поздними генерациями рудных и нерудных минералов, что свидетельствует о его эпигенетической природе относительно вмещающих пород;

- 2) основная часть золота отлагается из растворов на ранних ступенях диафторических изменений пород; предельно высокая степень их преобразования способствует оттоку золота из диафторитов.

**Содержания элементов-примесей в минералах пород и руд
Ималыкского и Тарыннахского месторождения по данным лазерного
эмиссионного микроспектрального анализа**

N п/п	N Образца	Содержания, %					Минерал	Тип породы
		Pt	Au	Ag	Co	Ni		
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Ималыкское месторождение								
1	1033/12,5	сл	0,2	сл	>1	0,01	Мг	Кварцит Ку-Мг
2	1033/ 221,0	-	0,1	0,003	>2	0,1	Мг	Кварцит Хл-Ку-Мг
3	1024/ 207,8	сл	-	-	0,03	0,03	Мг	Кристаллосланец Би-Гр-Пш
4	1024/ 207,8	0,1	-	-	-	0,03	Пи	То же
5	1024/ 211,3	-	сл	-	-	Сл	Мг	Кристаллосланец Кв-Гр-Аф
6	1024/ 240,4	0,1	0,5	-	-	0,2	Мг*	Сланец Та-Хл с Мг
7	1024/ 240,4	-	0,1	-	0,06	Сл	Пр	То же
8	1024/ 240,4	-	сл	-	-	0,04	Хп	То же
9	1024/ 253,8	сл	-	-	-	-	Ге	Жк с жс
10	1024/ 254,4	сл	-	-	-	0,04	Мг	То же
11	1024/ 256,6	сл	-	-	-	Сл	Мр	Жк
12	1024/ 257,8	-	сл	-	-	-	Мр	Жк Ге-Мг
13	1024/ 265,8	сл	-	-	-	0,03	Мг	Жк Та-Мг
14	1024/ 282,4	сл	-	-	-	-	Пи	Сланец Би-Ср-Хл-Кв
15	1028/ 18,3	0,1	0,1	0,002	-	-	Мг	Жк с Мр
16	1028/ 18,3	сл	сл	0,003	-	-	Мр	То же
17	1028/ 18,3	-	сл	-	-	-	АивМр	То же
18	1028/ 26,5	-	0,1	-	-	-	Мг	То же
19	1028/ 44,5	0,1	0,1	0,003	-	-	Мг	То же
20	1028/ 44,5	сл	сл	0,004	-	-	Мр	То же
21	1028/ 46,2	сл	-	0,003	-	-	Мр	То же
22	1028/ 46,2	-	0,1	-	-	-	Мг	То же
23	1028/ 65,5	0,1	0,1	0,08	-	-	Мг	Жк
24	1028/ 65,5	-	сл	0,003	-	-	Мр	То же
25	1028/ 78,0	сл	сл	0,05	-	-	Мг	Жк с Та
26	1028/ 78,0	сл	-	0,01	-	-	Мг	То же
27	1028/ 83,8	0,1	-	-	-	-	Мг	Жк с Мр и Гр
28	1028/ 83,8	-	0,1	-	-	-	Мг	То же
29	1028/ 86,3	0,1	-	0,003	-	-	Мг	Жк Ку-Мг
30	1028/ 86,3	0,1	-	-	-	-	Мг	То же
31	1013/ 71,3	0,2	-	-	-	-	Мг*	То же
32	1013/ 71,3	сл	-	-	-	-	Мг	То же
33	1013/ 98,5	сл	сл	-	-	0,1	АивХл	Руда Ка-Мг с Хл
34	1013/ 98,5	сл	-	-	-	-	Мг	То же
35	1013/ 98,5	сл	-	-	-	0,1	Пи	То же
36	1013/ 116,5	сл	-	-	-	-	Мг	Руда Ку-Мг
37	1013/ 117,0	сл	-	-	-	-	Мг	Сланец Ку-Мг

38	1013.173,8	-	сл	-	0,3	>1	Пр Мг	Метасоматит Мг-Сп-Ка
39	1035/ 257,4	-	0,1	-	-	-	Мг	Кристаллосланец Гп-Мг
40	1035/ 257,4	-	сл	-	-	-	Мг	То же
41	1035/ 304,9	-	сл	-	-	0,04	Мг	Руда Та-Сп-Мг
42	1035/ 309,0	-	сл	-	-	0,03	Ап	То же
43	1035/ 309,0	-	0,2	0,007	-	0,03	Мг сПи	То же
44	1035/ 309,0	-	0,1	сл	-	0,03	Мг	То же
Тарыннахское месторождение								
45	1/ 27,2	-	0,1	-	-	0,1	Мг	Жк с Ку
46	1/ 33,0	-	сл	-	-	0,03	Пи	То же
47	1/ 37,5	-	сл	-	-	-	Мг	То же
48	1/ 43,2	0,2	-	0,005	-	-	Мг	То же
49	1/ 43,2	сл	-	0,005	-	-	Пи	То же
50	1/ 55	0,5	-	-	-	0,03	Мг	Жк Ак-Мг
51	1/ 58	0,1	-	-	-	0,03	Пи	Кристаллосланец Гр-Му-Кв
52	1/ 61,0	сл	-	0,003	-	0,1	Пи	Жк с Гр и Аф
53	1/ 61,0	-	сл	0,003	-	0,05	Мг	То же
54	1/ 64,5	сл	-	-	-	0,05	Мг	Жк
55	1/ 67,0	сл	-	-	-	сл.	Мр	Жк с Мр
56	1/ 103,0	0,1	сл	-	-	0,03	Мг	Жк Ку-Мг
57	1/ 103,0	сл	-	-	-	-	Пи	То же
58	1/ 129,5	сл	-	-	-	-	Ге	Кристаллосланец Кв-Гр с Хл
59	1/ 129,5	сл	-	0,005	-	0,05	МгсПи	То же
60	1/ 130,0	сл	-	сл	-	0,03	Мг	Кристаллосланец Би-Гр-Кв-Пш
61	1/130,0	-	0,1	сл	-	0,03	Мр	То же
62	1/ 131,7	-	сл	-	-	сл	Мр	Диафорит Кв-Хл
63	1/ 163,5	сл	0,3	0,001	-	0,01	Пи	Жк Аф-Мг
64	1/ 163,5	-	0,1	0,006	0,03	0,03	Мг	То же
65	1/ 170,0	0,1	-	-	-	0,03	Мг	Жк Ку-Мг
66	1/ 182,5	-	сл	сл	-	0,02	Мг*	Жк Та-Мг с Хл
67	1/ 184,0	-	0,1	-	0,07	0,05	Пи	Жк Ку-Мг
68	1/ 184,4	-	0,2	0,004	-	0,05	Мг	Кристаллосланец Ку-Мг
69	1/184,4	-	0,1	0,005	-	0,05	Мр	То же
70	1/ 184,4	-	0,1	0,005	-	0,07	МгсМр	То же
71	1/ 184,4	-	0,1	0,004	-	сл	Пи	То же
72	1/ 186,3	-	сл	-	-	0,05	Пи	Жк Гр-Мг с Та-Хл
73	1/ 186,3	-	0,1	-	-	0,03	Мг	То же
74	1/188,0	-	сл	0,003	-	0,1	Мг*	Жк Та-Мг
75	2/ 67	-	0,3	0,003	-	-	Пи	Жк Ак-Мг
76	2/ 67	-	0,2	0,003	0,03	0,03	Пи	То же
77	2/ 67	-	сл	сл	-	0,03	ГесПи	То же
78	2/ 104	-	0,1	0,001	-	0,05	Мг	Жк Ку-Мг
79	2/ 110	-	сл	0,001	-	0,03	Мр	То же
80	2/ 110	-	0,1	0,005	-	0,07	Мг	То же

81	2/ 113	-	0,1	0,001	-	-	МгсХл	Жила КВ
82	2/ 154	-	сл	сл	-	-	МгсХп	Жк Ку-Мг
83	2/ 236	сл	-	0,001	-	0,03	МгсМр	Жк Ку-Мг
84	2/ 236	0,1	сл	0,003	0,1	0,03	Пи	То же
85	2/ 241,5	-	сл	-	-	сл	Мг	Жк
86	2/ 243,5	-	сл	0,005	-	0,03	МгсАи	Жк Ку-Мг с Та
87	2/ 245,2	0,1	-	0,001	-	сл	Пи	То же
88	2/ 245,2	сл	сл	-	-	сл	Мг	То же
89	2/ 252,2	-	сл	0,001	-	0,03	МгсХп	Жк Ку-Мг
90	2/ 322	сл	-	0,003	-	0,03	Мг	То же
91	2/ 458,8	-	0,1	сл	-	0,04	МгсМр	Жк Та-Мг
92	2/ 459,2	-	0,2	0,002	-	0,03	Мг	Жк с Ка
93	2/ 459,8	-	0,1	0,003	-	сл	МгсПи	Жк Аф-Мг
94	2/ 459,8	-	сл	0,003	0,05	-	Пи	То же
95	2/ 459,8	-	0,1	0,004	-	-	Мг	То же
96	3/ 78,5	-	0,2	0,007	сл	0,03	Ап	Гнейс Би-Аф-Пш
97	3/ 78,5	-	0,3	0,02	0,03	0,06	Пи	То же
98	3/ 183,0	-	0,1	0,003	-	0,1	Мг	Плаггиогнейс с Би
99	3/ 225,8	-	0,1	-	-	-	Мг	Жк Ку-Мг
100	3/ 231	-	0,1	0,003	-	0,05	МгсПи	Руда Хл-Мг
101	3/ 240,3	-	0,1	0,003	-	0,03	Мг	Жк Гр-Ку-Мг
102	3/ 269,8	-	0,1	0,003	-	0,05	Мг	Жк Ку-Мг
103	3/283,7	-	сл	0,003	-	0,04	МгсПр	Сланец Ку- Мг
104	3/ 283,7	-	0,1	0,003	-	0,04	Пи	То же
105	3/ 292,2	-	0,1	0,002	-	0,03	Пи	Жк с Хл+Гр-Хл-Кв
106	3/ 292,2	-	0,1	0,002	-	0,04	Мг	То же
107	3/ 300,5	-	0,2	0,009	-	0,05	Пи	Сланец Ку-Мг
108	3/ 309	-	0,1	сл	-	0,03	Мг	Кристаллосланец Кв-Гр-Би
109	3/ 309	-	0,2	0,07	-	0,03	МгсХп	То же
110	3/ 331,7	-	сл	-	-	0,06	Хп	Кристаллосланец Кв-Гр-Ку
111	3/ 334,3	-	0,2	0,01	-	0,07	Пи	Жк с Ку
112	3/ 334,3	сл	0,15	0,001	-	0,03	Мг	То же
113	3/ 336,6	-	0,1	0,005	-	0,06	Мг	Жк Та-Мг
114	3/ 340,2	-	0,1	0,001	-	0,03	Мг	Жк Ку-Мг с Хл
115	3/ 344,0	-	0,15	0,005	-	0,04	МгсХп	Сланец Ку-Мг
116	3/ 353,0	-	сл	-	-	0,04	МгсХп	Жк с Хл
117	3/355,8	0,2	0,4	0,01	0,03	0,04	Пи	Жк с Хл до 45%
118	3/355,8	-	0,3	0,005	0,04	0,03	Пи	То же
119	3/ 355,8	-	сл	сл	-	сл	Хп	То же
120	3/ 355,8	-	сл	-	0,03	0,03	Мг	То же
121	3/ 356,9	-	0,1	сл	-	0,04	Пи	Сланец Кв-Ср-Би
122	3/ 359,0	-	сл	-	0,05	0,15	Пи	Гнейс Би-Кв-Пш с Хл до 20%
123	3/ 359,0	-	0,1	0,004	сл	0,07	Аи	То же
124	3/ 365,0	-	0,1	0,005	0,3	сл	Пи	То же
125	3/ 366,0	-	0,1	0,007	0,03	0,03	Хп	Кристаллосланец Би-Pl-Аф

126	4/ 136,2	сл	-	0,003	0,2	0,07	Пи	Жк Та-Mr
127	4/ 136,2	сл	-	0,002	0,07	0,03	Mr	То же
128	17/ 27,5	-	0,1	-	-	0,05	Mr	Жк Ку-Mr
129	17/ 27,5	-	сл	-	0,05	-	Mr	То же
130	17/ 108,3	-	сл	-	0,1	0,1	Пи	Сланец Аф-Mr с Хл и Кв
131	17/ 195,5	-	сл	сл	0,04	0,07		Сланец Ку-Mr с Хл
132	17/ 200,0	-	сл	-	-	0,1		То же
133	422./ 923,5		сл	-	-	-	Mr	Руда Mr с Хл и Ка
134	422/ 924,0		0,1	-	-	-	Пр	То же
135	422/ 924,0		сл	-	-	-	Mr	То же
136	422/ 925,5		сл	-	-	-	Mr	Кристаллосланец Гр-Mr-Ap с Хл
137	422/ 948,5		сл	-	-	-	Mr	Жк с Хл
138	422/ 1032,0		сл	-	-	-	Mr	Амфиболит Хл и Mr

Сокращения и символы: 1033/ 120,5-скв. 1033, глубина 120,5 м; **Mr** - магнетит, * - аншлифы, в которых под микроскопом наблюдалось золото, **Пи** - пирит, **Пр** - пирротин, **Хп** - халькопирит, **Ге** - гематит, **Мр** - мартит, **Ап** - арсенопирит, **Аи** - самородное золото, **Кв** - кварц, **Ку** - куммингтонит, **Хл** - хлорит, **Би** - биотит, **Гр** - гранат, **Пш** - полевошпат, **Аф** - амфибол, без уточненного состава, **Та** - тальк, **ЖК** - железистый кварцит, **ЖС** - железная слюда, **Ср** - серецит, **Гп** - гиперстен, **Сп** - серпентин, **Ак** - актинолит, **Му** - мусковит, **Ка** - карбон.

Геологические особенности и контроль золоторудной минерализации

Итак, на основании исследований пород руд продуктивных по железу горизонтов выявлена тесная связь золоторудной минерализации с зонами их гидротермальных изменений (диафторитами). Детальные геологосъемочные работы, выполненные ранее геологами ЮЯГРЭ, ЦКТЭ и ЧТГРЭ, а также наши маршрутно-площадные наблюдения в полосе протяженностью 4 км, пересекающей рудное поле между профилями 341-381, показали, что зоны диафторитов, в т.ч. золотосодержащих, широко развиты в границах неоднородно-слоистой толщи рудоносных пород и незначительно распространены за ее пределами. В этом заключается первая, относительно определившаяся, закономерность размещения золоторудной минерализации в пределах рудных полей Чаро-Токкинской зоны.

Анализ геологической документации участков обнаруженных проявлений золота показывает, что большинство проявлений локализуется в куммингтонит-магнетитовых кварцитах и сланцах. По-видимому, это

обусловлено преобладающим распространением (до 70%) таких разновидностей в железорудных горизонтах исследованных месторождений. Значительно реже золоторудная минерализация встречается в диафторически измененных кристалло-сланцах, вмещающих железорудные горизонты, и переслаивающихся с железистыми кварцитами. При этом отмечается преимущественное развитие золотой минерализации на контактах отмеченных типов пород, вероятно разных по компетентности. В данной зависимости выражается вторая, наиболее достоверная сторона геологического контроля, сопутствующего железу оруденения.

Обе отмеченные закономерности определены различным влиянием комбинированного структурно-литологического фактора и дополняются третьей закономерностью того же рода - зависимостью частоты проявлений золота от интенсивности диафторических изменений пород: наиболее благоприятны слабые и ограниченной интенсивности изменения в диафторитах третьего и второго типов геологического контроля.

Трудно сомневаться в том, что образование зон диафтореза и сопутствующей им полезной минерализации определено структурной подготовкой пород. Однако выявить конкретные формы структурного контроля у нас нет возможности ввиду отсутствия специальных систематических наблюдений. Поэтому ограничимся упоминанием некоторых тенденций рассматриваемого контроля, которые намечаются при анализе варианта структуры Тарыннахского и Ималыкского месторождений, предложенного Р.Н. Ахметовым и данных нашей полевой документации.

Ималыкское рудное поле представляет корневую часть сложноскладчатого синклиория, формирование которого происходило в два главных этапа: 1) образование синклиория, состоящего в основном из сжатых изоклинальных складок северо-восточного простирания с горизонтальными шарнирами и крутыми осевыми плоскостями. Этап завершился осложнением складок продольными крутопадающими взбросами; 2) диагональное смятие этих структур субмеридиональными асимметричными складками с крутыми шарнирами и осевыми плоскостями, которое сопровождалось субмеридиональными сдвигами. (Ахметов, 1983).

Так пространственная связь зон диафторитов и проявлений золота в них со складчатостью, лучше просматривается на Ималыкском месторождении. Здесь, в разрезах по разведочным профилям 554 и 574, обращает внимание приуроченность золоторудной минерализации к шарнирным частям складок второго порядка, выделяемых Р.Н. Ахметовым. Наибольшей

концентрации она достигает в местах пересечения замков складок этого порядка дайками кварц-полевошпатовых пород (лейкократовых гранитов).

Все замки складок осложнены более мелкой складчатостью третьего и четвертого порядка. Наиболее благоприятные условия для гидротермально-метасоматических изменений создаются при сочетании складок первой и третьей генерации третьего и четвертого порядка, в зонах замыкания складок второго порядка.

На Тарыннахском месторождении связь со складчатостью второго порядка менее очевидна. Золотая минерализация здесь больше тяготеет к разрывным нарушениям и зонам катаклаза. Однако локальные распределения золота и зон диафтореза контролируются сочетанием складок первой и третьей генерации четвертого порядка. Такие складки устанавливаются по керну, штуфам и в коренных обнажениях. Кроме этого, диафториты третьего типа наблюдаются в краевых частях зон разломов.

В большинстве случаев золотоносность проявляют диафториты второго и третьего типа. При этом диафториты третьего типа сопряжены со складчатостью и краевыми частями зон мелких разломов. Они шире распространены на Ималыкском месторождении, что вероятно, обусловлено значительным распространением наложенной разноориентированной складчатости. Такие диафториты развиваются только в железистых кварцитах на Тарыннахском месторождении, рассматриваемые диафториты распространены на контакте с диафторитами первого типа, причем образуют с ними резкий контакт.

Диафториты третьего типа тесно чередуются с неизменными железистыми кварцитами и имеют, по-видимому, согласное залегание. Характер переходов и мощность таких зон не установлены. На Ималыкском месторождении они вскрыты скважинами 1028, 1033 (глубина 120,5 м, 221,0 м), а на Тарыннахском месторождении - скважиной 1 (глубина 166 м, 182-183 м, 184-188 м).

Геология золотоносных диафторитов второго типа неодинакова для двух их основных разновидностей. Так, одиночные кварц-хлоритовые тела тяготеют к зонам разломов или развиваются по катаклазированным породам и рудам. Эти диафториты периодически встречаются в пределах всей продуктивной толщи и занимают секущее положение по отношению к слоистости. Состоят они из собственно кварц-хлоритового ряда мощностью 20-80 см и краевых зон мощностью 0,4-1,5 м интенсивно хлоритизированных пород. Иногда в центральной части выделяется мономинеральная жила кварца, которая на контакте с хлоритом содержит

мелкую вкрапленность сульфидов. С такой разновидностью связана золотоносность на Тарыннахском месторождении у профиля 359 (скв.3, глубина 78,3 м, 231,0 м; скв.2, глубина 458,8-460 м; скв.1, глубина 130-132 м).

Вторая разновидность диафторитов второго же типа образует зоны интенсивной хлоритизации, оталькования и сульфидизации в железистых кварцитах, в единичных случаях в кристаллосланцах. Как правило, такие диафториты чередуются со слабо измененными породами и представляют отдельные тела мощностью 3-7 метров. По отношению к слоистости они занимают согласное положение, так как изменения происходят по сланцеватости. Золотоносность в этих диафторитах проявлена на Тарыннахском месторождении также в зоне профиля 359 (скв.3, глубина 360-273 м, 282-293 м, 298-312 м, 330-348 м; скв.1, глубина 180-188 м) и на Ималыкском месторождении - в скважине 1024 (233-245 м), где в тальк-хлоритовых диафторитах и проявляется максимальное значение золота в магнетите.

Намеченные тенденции выделения золотоносных и безрудных диафторитов имеют предварительный характер и нуждаются в детальном изучении. На данной стадии изученности невозможно более конкретно оценить степень их распространения, характер контактов и, тем более, пространственные взаимоотношения между различными типами диафторитов. В этом заключается одна из первоочередных задач предстоящих исследований.

Определение формационного и генетического типа золоторудной минерализации

Приведенные сведения о золоторудной минерализации не позволяют оценить ее качество, вероятные масштабы и в целом практическое значение общепринятыми прямыми методами подсчета прогнозных ресурсов. Однако, несмотря на неполноту и неравноценную достоверность, имеющиеся данные обеспечивают возможность косвенной оценки обнаруженных проявлений на основе сопоставления с известными промышленными месторождениями золота в ЗКП зарубежных стран.

В соответствии с предложенной классификацией, выявленные проявления вполне определенно соответствуют месторождениям золота второго формационного типа, в котором оно концентрируется среди джеспилитов (железистых кварцитов), сопряженных с метабазитовым комплексом пород. При этом аналогами проявлений золоторудной

минерализации Чаро-Токкинского района можно считать месторождения Хилл-50, Ватер-Танк Хилл, Лавертон и Невория на Австралийском щите; Централ Патриция и ряд мелких месторождений зеленокаменного пояса Абитиби на Канадском щите; Гейта - на Центрально-Африканском, Вубачикве и многочисленные мелкие месторождения Зимбабве, в меньшей мере месторождения района нагорья Барбертон на Южно-Африканском щите.

Названная аналогия обосновывается рядом общих геолого-минералогических особенностей сравниваемых месторождений и проявлений золота. В частности, повсеместно золоторудная минерализация приурочена к продуктивным горизонтам железистых кварцитов, которые сопряжены с метавулканитами основного, реже кислого состава. Как правило, железистые кварциты переслаиваются с метатерригенными породами, в меньшей степени - с метавулканитами.

Протяженность по простирацию рудных полей составляет 40-80 км, при мощности рудоносных толщ 300-400 м и более (на месторождении Хилл – от 50 до 1200 м), а отдельных пластов железистых кварцитов от первых метров до десятков метров. Характерно многоярусное строение залежей железистых кварцитов, которые представлены карбонатной и окисной, часто с гематитом, фациями. Карбонатная фация в условиях высоких ступеней метаморфизма, как и в Чаро-Токкинском районе, преобразуется в куммингтонит содержащие железистые кварциты (м-я Невория, Вубачикве). Однако в большинстве сопоставляемых месторождений степень метаморфизма не превышает зеленосланцевой фации.

Независимо от степени метаморфизма, все месторождения проявляют сходство в минеральных формах золота. Так, везде преобладает тонкодисперсное золото, которое концентрируется в сульфидах (пирите, пирротине, арсенопирите), реже в магнетите, образуя при этом рудные зоны прожилково-вкрапленного типа, часто в сочетании с сульфидно-кварцевыми сложными жилами. Такие зоны протяженностью и мощностью сопровождаются гидротермально-метасоматическими изменениями. Наиболее характерны хлоритизация и окварцевание с сопутствующей сульфидной и, реже, карбонатной минерализацией.

На всех месторождениях локализацию золота определяют структурные факторы, которые способствуют образованию зон повышенной проницаемости пород. Как правило, эти зоны обусловлены складчатой структурой продуктивных железорудных горизонтов. Золоторудная минерализация контролируется различным сочетанием элементов

складчатости. Наиболее распространенными из них являются наложенные разноориентированные складки на крыльях и особенно в замковых частях более крутых складок, пересечение складок разрывными нарушениями, складчатость, наложенная на зоны разломов, системы субпараллельных разрывных нарушений, осевые части складок, вдоль которых происходит рассланцевание железистых кварцитов. Аналогичный контроль золотой минерализации намечается и на месторождениях Чаро-Токкинского района.

Сходство усиливается и сопоставлением прямых оценочных признаков - степенью промышленной концентрации золота, которая в зарубежных месторождениях колеблется от 5,6 до 13,4 г/т, при среднем содержании около 10 г/т. Выявленные предшествующими исследованиями на Ималыкском и Тарыннахском месторождениях содержания золота в единичных штуфах составляют близкие значения (8,5 - 9 г/т) и подчеркивают сходство формационного типа.

Большинство зарубежных месторождений обнаруживает значительный вертикальный размах оруденения без существенного понижения среднего содержания на глубоких горизонтах. Примечательно, что и на Тарыннахском месторождении лазерным и микроспектральным анализом на уровне следов золото фиксируется в магнетите и пирротине на глубине около одного километра (скв.422, глубина 923,5-925,5; 948,5 м; 1032,8 м).

Проведенное сопоставление не оставляет сомнений в принадлежности выявленной золоторудной минерализации Чаро-Токкинского района к самостоятельному, промышленному по значению, формационному типу месторождений, локализующихся в джеспилитах среди метабазитовых комплексов. По общепринятой классификации Р. Фриппа рассматриваемые проявления золота принадлежат стратифицированным золоторудным месторождениям в железистых толщах, удельный вес которых в добыче золота из пород верхнего архея составляет 25%.

Поэтому в Чаро-Токкинском районе, на основании известных масштабов золоторудной минерализации, вероятно возможность открытия средних и мелких месторождений золото - сульфидной формации с запасами от 1 до 100 т золота.

Определившийся тип золоторудной формации предполагает единство генезиса объединенных этой формацией месторождений и проявлений. Однако сколько-нибудь серьезная его реконструкция невозможна из-за неполноты информации по месторождениям - аналогам, тем более по рассматриваемым проявлениям золота в Чаро-Токкинском районе. Поэтому ограничимся определением генетической группы и класса выявленной

минерализации на основании имеющихся немногочисленных данных, и соображений о генезисе формации в целом.

Основные критерии генезиса золоторудной минерализации района сводятся к следующим положениям:

1) прожилково-вкрапленный тип и связь золота с поздними генерациями рудных и нерудных минералов указывают на эпигенетический характер минерализации по отношению к прогрессивно-метаморфизованным вмещающим породам;

2) парагенетическая ассоциация нерудных и золотосодержащих рудных минералов в диафторитах свидетельствует о гидротермальной природе рудоносных растворов, отлагающих золото при малой интенсивности изменения вмещающих пород;

3) преимущественная концентрация золотоносных минералов в железистых кварцитах объясняется их благоприятными физико-механическими свойствами (компетентностью) для образования повышенной проницаемости, а также высоким содержанием железа, необходимого для осаждения золота из комплексных гидротермальных растворов;

4) источники золота и гидротермальных растворов неизвестны, но их в равной мере можно связать с полиметаморфизмом вмещающих пород и неоднократной тектономагматической активизацией района, либо комбинацией этих событий.

На этом основании допустимо считать проявления золоторудной минерализации в изученных месторождениях железа гидротермальными стратиформными, с равной вероятностью их образования по гидротермально-метаморфогенной, гидротермально-магматогенной или комбинированной модели. Важнейшим практическим следствием этого вывода является заключение о закономерном, а не случайном появлении золота обнаруженной рудной формации в месторождениях железа Чаро-Токкинского района. При этом ее геологические особенности, отмеченные нами, достаточно достоверны для разработки рекомендаций по выделению и опробованию на золото перспективных зон диафторитов.

Предпосылки обнаружения промышленных залежей золота по сравнительно-геологическим данным

В предыдущем разделе определено систематическое проявление золоторудной минерализации на расстоянии около 20 км по простиранию продуктивной части темулякитской свиты (между крайними опорными

профилями 381 и 554). Установлен ее генетический класс и принадлежность к абстрактной золоторудной формации серьезного промышленного значения. Следующим шагом прогнозной оценки на основе формационного метода является сравнительный анализ геологических условий проявления конкретной золоторудной формации Чаро-Токкинского района, в зависимости от его непосредственных особенностей. В качестве критериев оценки используются рудоконтролирующие факторы месторождений-аналогов.

Достоверность анализа определяется полнотой имеющейся информации о сравниваемых районах и месторождениях. К сожалению, попытки обеспечить необходимую информацию путем трудоемких обзоров опубликованной литературы, рефератов и фондовых источников, полноценного эффекта в определении металлогенической специализации выделяемых поясов не принесли. Это объясняется рядом причин, мало зависящих от референтов:

- объективной неполнотой геолого-металлогенической изученности сопоставляемых зон и региона, т.ч. и Чаро-Токкинского района;
- неполнотой, несистематичностью и противоречивостью опубликованной информации по сравниваемым территориям;
- вытекающим отсюда неизбежным субъективизмом истолкования реферативных сведений авторами обзоров;
- односторонний подход к систематике ЗКП на основе наиболее доступных приемов петрологических реконструкций и анализа парагенезисов пород, но без должного учета палеотектонических условий их возникновения и последующих структурных преобразований.

В итоге приходится считаться с множественной или недостаточно определенной трактовкой затрагиваемых вопросов, в том числе и об интересующих нас сторонах геологии Чаро-Токкинского района (зоны).

Основные положения принятой схемы геологического строения района соответствуют его пониманию В.А.Кудрявцовым и др. (1985):

1) на всем протяжении (70 км) рассматриваемая зона представляет собой один из линейных эрозионно-тектонических останцев рудоносной осадочно-вулканогенной темулякитской свиты борсалинской серии, сформировавшейся в пределах первоначально единой области верхнеархейского железо накопления (2920-2790 млн. лет) в протоэвгеосинклинальных условиях формирования субганского комплекса;

2) зона-останец полностью заключена в контурах глубинного разлома шириной 8-10 км и окружена образованиями нижнеархейской олекминской серии;

3) внутренняя структура зоны-останца приближается к пластинчато-моноклиальной, с подчиненными ей системами продольных (в т.ч. приразломных), поперечных и диагональных складок и разрывов;

4) в составе тектонических пластин и клиньев перемещаются метавулканиды (в основном метабазиты, - не менее 40-50% объема всех пород); метатерригенные, в т.ч. грубообломочные породы; железистые кварциты, на 70% представленные куммингонит-магнетитовыми аналогами карбонатно-оксидной фации железисто-кремнистых осадков; незначительную роль играют субсогласные тела метаультрабазитов.

Подробное обоснование данной схемы приведено авторами отчета ЦКТЭ (Кудрявцев и др. 1985). Необходимые для последующего сопоставления детали геологического строения района заимствованы из монографии (Чаро-Токкинская..., 1984).

Первые аналоги Ималыкской группы месторождений (Приимандровский, Костомукшинский районы) были названы в 1976 году (Кравченко и др. 1976). Позднее они получили серьезное подтверждение и были дополнены другими районами распространения стратиграфических аналогов гимольской серии на Балтийском щите (возраст не менее 2820 ± 30 млн.лет) (Щербак и др. 1985), в частности - районами докембрия Финляндии и центральной Швеции (Железисто-кремнистая..., 1988).

В результате исследований последних лет (Обобщение..., 1983; железисто-кремнистая, 1988) оказалось возможным обратить внимание на сходство железорудной и железоносной формаций Чаро-Токкинского района с соответствующими формациями Орехово-Павлоградского и особенно Белозерского районов Украинского щита. Аналогия с Белозерским районом основательно замаскирована разной степенью метаморфизма и деформации пород в продольных разломах, а также несопоставимо большой глубиной эрозионного среза Чаро-Токкинской структуры. Однако в остальном довольно выразительна.

Наиболее сопоставимы рудовмещающие и железорудные формации Тарыннахско-Горкитского и Центрально-Белозерского рудных полей. При этом соответствие рудоносных частей темулякитской и белозерской свит обоих районов усматривается в следующих признаках:

- в относительно небольшой мощности и принадлежности обеих свит к верхнеархейским стратиграфическим комплексам с возрастом 3,0-2,6 млрд. лет (Обобщение..., 1983; Щербак 1985);

- в соизмеримости объемов вулканогенных и осадочных образований, слагающих сопоставляемые свиты, а также в присутствии среди продуктивных частей разрезов обеих свит кислых метавулканитов (лептиты, лептитовые гнейсы); (Скаржинская, 1979; Чаро-Токкинская 1984);

- в ограниченной мощности продуктивных горизонтов (150-400 м) при относительно большой их протяженности (40-50 км), что соответствует, по нашим наблюдениям, промежуточным значениям морфометрических параметров всех железисто-кремнистых формаций верхнеархейского возраста (ЖФД переходного по возрасту типа) /85/;

- в резком преобладании сидероплезит-магнетитовой фации железистых кварцитов (в Чаро-Токкинском районе развиты ее высокометаморфизованные куммингтонит-грюнеритовые аналоги) при совершенно незначительном развитии железнослюдко-магнетитовых компонентов и нечеткой аутигенно-минералогической зональности рудных пачек;

- в однотипных проявлениях золота обеих свит, сопряженных с зонами приразломного диафтореза зелесланцевой фации (Обобщение 1983).

Сходство железорудных формаций Чаро-Токкинского и Орехово-Павлоградского районов (Терсянское, Северо-Терсянское, Васиновское, Гуляйпольское месторождения) пока малодостоверно из-за противоречивой информации об их главных геологических особенностях. Но отмеченная аналогия и здесь должна быть учтена со стороны потенциальной золотоносности железорудной формации Орехово-Павлоградского района, наряду со всеми отмеченными аналогами Чаро-Токкинской зоны на Балтийском и Украинском щитах.

Перейдем к систематической оценке предпосылок обнаружения промышленных залежей золота в обсуждаемом районе на основе следующих критериев.

Стратиграфические предпосылки наиболее благоприятны в связи с верхнеархейским возрастом Темулякитской свиты, присутствием в ней выдержанной по мощности и протяженности пачки пластов железистых кварцитов, и расположением ее на границе между толщами метабазитов и преимущественно метаосадочных пород.

Геотектонические предпосылки выглядят противоречиво. В самом деле, парагенезис подстилающих metabазальтов с выдержанной пачкой пластов железистых кварцитов свидетельствует о особом режиме железнакопления, и потому, указывает на возможное присутствие мелких и средних (но не крупных) месторождений золота в железистых кварцитах.

Зависимость рудообразования от тектонических движений второго типа, обусловленных диапировой тектоникой гранито-гнейсовых куполов субганского комплекса, как и в других регионах, конкретно не определена. Во всяком случае нет оснований считать ее отрицательной.

Интенсивно и неоднократно проявившиеся разрывные деформации тектонического режима третьего типа, оформившие Чаро-Токкинскую зону в виде эрозионно-тектонического останца в глубинном разломе, следует считать, в основном, положительной предпосылкой, которая обеспечила высокую проницаемость рудных полей для растворов и появление крупных рудовмещающих структур.

Наконец, особо противоречивым представляется влияние заключительных эпейрогенических движений, обусловивших явно большую глубину эрозионного среза Чаро-Токкинского пояса. О приближении со временного уровня среза к корневым частям рассматриваемой зоны-останца свидетельствуют:

- ее отчетливо линейная форма при полном отсутствии амёбовидных выступов и ограничений железоносной формации по простирацию границ зоны;
- отсутствие железорудной формации между Ималыкской и Сулуматской группами месторождений ранее единой Чаро-Токкинской зоны;
- малая и неравномерная глубина погружения железорудной формации по геофизическим данным (800-1600, редко 2800 м);
- неравномерная глубина эрозионного среза продуктивного горизонта в смежных рудных полях (разница срезов превышает 500 м (Отчет по поисковым..., 1977));
- крутое (практически отвесное) падение пластов и поверхностей многочисленных продольных сместителей на всем простирании Чаро-Токкинской зоны;
- высокая насыщенность тектонических пластин и клиньев пород темулякитской свиты в зоне глубинного разлома различными тектонитами (катаклизиты, милониты, ультрамилониты и т. п.) с реликтами исходных пород;

- возможно протрузивный характер линзообразных тел метаультрабазитов в разломных структурах пояса.

В предыдущих разделах приведены соображения о неблагоприятной роли большой глубины эрозионного среза, поскольку в корневых частях зеленокаменных поясов предполагается большая “опустошенность” пород процессами метаморфической и магматической мобилизации рудных компонентов, уходящих в верхние этажи. Однако в рассматриваемом случае эту предпосылку нельзя считать категорически отрицательной по двум причинам.

Во-первых, комплекс пород темулякитской свиты и стратиграфически и структурно размещается выше комплекса окружающей олекминской серии.

Во-вторых, в составе последней достаточно широко представлены нижнеархейские metabазиты, способные послужить источником золота и других металлов для переотложения в литолого-структурной «ловушке» - железистых кварцитах и metabазитах борсалинской серии обсуждаемого пояса.

В итоге следует признать, что среди геотектонических предпосылок определенно отрицательных нет, а признаки железнакопления и интенсивные разрывные деформации, наоборот, благоприятны в отношении потенциальной золотоносности.

Структурные предпосылки, как и стратиграфические, несомненно положительны, т.к. они обусловлены предельно высокой степенью деформации борсалинских толщ в корневой части вмещающего их разлома. Это подтверждено перечнем благоприятных структурных форм в участках выявленной золоторудной минерализации и сходством их с рудоконтролирующими структурами зарубежных месторождений.

Формационные и литолого-фациальные предпосылки также весьма благоприятны вследствие достаточно высокой насыщенности темулякитской свиты метавулканитами и парагенезиса их с выдержанной пачкой железистых кварцитов. При этом вулканические породы можно расценивать как потенциальный источник золота, а обе группы пород являются благоприятной по компетентности и геохимическим свойствам средой рудоотложения.

Магматогенные предпосылки положительны с обеих присущих им сторон. Во-первых, заметные по объему плитообразные тела метагипербазитов ранних фаз амнуннакитского комплекса являются одновременно дополнительным источником ряда рудных элементов и благоприятной средой для рудоотложения.

Во-вторых, неоднократная гектоно-магматическая активизация района обусловлена возможностью повторной гидротермальной и иной миграции и переотложения не только золота, но и других металлов (медь, молибден) на разных структурных уровнях, которые при слабой современной изученности определить практически невозможно.

В связи с этим нуждается в конкретной оценке рудогенерирующая деятельность архейских гранитоидов субганского комплекса, нижнепротеразойского куранахского и рифейского торского дайковых комплексов базитов, а также мезазойского комплекса малых интрузивов щелочного и щелочноземельного состава. Такая необходимость подчеркивается обязательным присутствием, в зарубежных золоторудных месторождениях – аналогах, хотя бы одной из отмеченных форм магматической деятельности.

Метаморфогенные предпосылки и минералого-геохимические признаки положительны и наиболее конкретны, т.к. определяют даже локальные зоны возможной концентрации золота и сопутствующих ему рудных элементов. Так, зональный прогрессивный метаморфизм района, описанный Р.Н. Ахметовым (1980), свидетельствует, что концентрации золота «разрешены» на всей его площади, поскольку уровень метаморфизма нигде не превышает амфиболитовой ступени. Более того, на основании снижения метаморфизма до эпидот-амфиболитовой фации в северной части района можно говорить, что именно здесь проявляются наиболее благоприятные условия концентрации золота.

Вывод о тесной генетической связи золоторудной минерализации с локальным динамотермальным метаморфизмом приразломных структур еще более сужает границы распространения потенциального оруденения зонами развития диафторитов в благоприятных по составу породах и рудах. При этом следует иметь ввиду наметившуюся зональность распределения золота в зависимости от степени диафторических изменений пород.

Выше проанализированы предпосылки обнаружения залежей золота в железистых кварцитах Чаро-Токкинского района. В целом они благоприятны, хотя и неравнозначны. Важно, что среди предпосылок отсутствуют определенно отрицательные по значению. В итоге обзора можно считать, что он подтверждает заключение предыдущего раздела о закономерном появлении золоторудной минерализации в железорудных месторождениях района и вероятности обнаружения залежей золота с суммарными прогнозами ресурсов от 1 до 100 т.

В то же время выполненный обзор показывает, что наряду с признаками несомненно выявленной - основной формации золота, за пределами продуктивных по железу пачек могут присутствовать и другие, часто сопряженные с первой, золоторудные формации.

В их числе самого пристального внимания заслуживает потенциальная золотоносность метабазитовой толщи, залегающей в основании темуляктитской свиты, а также силлов ультраосновных пород амнуннакитского комплекса. Наиболее перспективным в этом отношении опять - таки представляется северный фланг Тарыннахского месторождения, где названные породы имеют самое широкое распространение и отличаются наименьшим метаморфизмом.

В пользу высказанного предположения свидетельствует характерная особенность некоторых крупнейших месторождений золота в архейских ЗКП: размещение главных золотокварцевых жил в метабазитах и сопровождение их мелкими телами золото-кварц-сульфидных руд, в сопутствующих горизонтах железистых кварцитов.

В числе таких аналогов отметим крупнейшее золоторудное поле Колар, где основные промышленные тела сконцентрированы в толще переслаивающихся гнейсов и амфиболитов, а параллельно с нею залегает небольшая по мощности, но протяженная по простиранию на 80 км, пачка золотоносных железистых кварцитов. Присутствие золота в них обнаружено недавно и пока еще не оценено. Однако явно закономерная связь двух золоторудных формаций, в рамках единого рудного поля, чрезвычайно показательна и в какой-то мере соответствует обстановке рудных полей Чаро-Токкинской зоны.

Разумеется, приведенный обзор предпосылок развития промышленных концентраций золота в Чаро-Токкинском районе не является сколько-нибудь исчерпывающим, даже при настоящей изученности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Заканчивая рассмотрение особенностей золоторудной минерализации в зеленокаменных поясах западной части Алданского щита отметим следующие важнейшие выводы:

- использование выявленных стратиграфических, геотектонических, структурных, литолого-фациональных, магматогенных, метаморфических и минерало-геохимических факторов золотого оруденения в ЗКП позволило разработать поисковые критерии, применения которых в практике геологических работ привело к открытию ряда рудопроявлений золота в западной части Алданского щита;

- наиболее перспективным методом поиска золоторудных залежей, в условиях плохой обнаженности, является построение многоэлементных карт по первичным ареолам рассеивания, согласно которым слабые по контрастности золота ассоциации отражают площади распространения золотой минерализации, а наиболее контрастные - рудные интервалы (рудные зоны и отдельные рудные тела);

- установлено, что золоторудная минерализация приурочена к коматиит-базальтовой и габбро-амфиболитовой формациям, а также к формации железистых кварцитов;

- петрографическими признаками потенциальной золотоносности ультрабазит-базитовых комплексов является появление в них вторичных биотита, флогопита, сульфидов, магнетита и кварц-карбонатных обособлений в зонах бластомилонитов, формирования которых сопровождается $K - CC_2(CO) - S$ метасоматозом;

- золоторудная минерализация представлена тонкодисперсными (до 10 мк) выделениями золота в сульфидах и магнетите, и образует самостоятельные зерна размером до 0,1-0,25 мк во вкрапленных и прожилково-вкрапленных рудах;

- на примере Олондинского района показано, что формирование золоторудной минерализации может быть значительно оторвано во времени по отношению к процессам вулканизма и метаморфизма. Оно контролируется структурами, возникшими на более поздних этапах тектоно-магматической активизации.

Таким образом, золоторудные проявления в зеленокаменных поясах представлены двумя генетическими типами минерализации: стратиформный, связанной с железистыми кварцитами и прожилково-вкрапленный, связанной с позднеархейскими и раннепротерозойскими зонами бластомилонитов и метасоматитов по породам коматиит-

базальтовой и габбро-дунитовой формаций. Разработаны региональные, локальные, формационные, структурные, петрографические и геохимические признаки золотоносности зеленокаменных пород, с использованием которых открыто Лемочинское рудопроявление.

В целом охарактеризовать Южно-Якутский экономический регион по полезным ископаемым может приведенная ниже таблица.

Распределение запасов и прогнозных ресурсов полезных ископаемых по минерагеническим зонам

Виды полезных ископаемых	Ед. изм.	Минерагенические эпохи										Всего
		Кайнозойская	Мезозойская	Герцинская	Каледонская	Байкальская	Протерозойская маймаканская	Ранне-протерозойская, удоканская	Поздне-архейская тасмиелитская	Поздне-архейская субганская	Ранне-архейская	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Золото россыпное	кг	28019	-	-	-	-	-	-	-	-	-	28019
Золото	т	-	1072,8	-	-	-	-	24,5	59,8	-	-	1157,1
Платина	т	-	-	-	-	-	-	-	-	176	-	176
Палладий	т	-	-	-	-	-	-	-	-	140	-	140
Серебро	т	-	173	-	-	-	-	9146	-	-	-	9319
Молибден	Тыс.т	-	41	-	-	-	-	-	35	-	-	76
Вольфрам	Тыс.т	-	-	-	-	-	-	-	14	-	-	14
Рений	т	-	7-10	-	-	-	-	-	-	-	-	7-10
Литий	Тыс.т	-	-	-	-	-	-	-	363	-	-	363
Бериллий	Тыс.т	-	-	-	-	-	-	-	31	-	-	31
Цезий	Тыс.т	-	-	-	-	-	-	-	4,9	-	-	4,9
Рубидий	Тыс.т	-	-	-	-	-	-	-	21,3	-	-	21,3
Тантал	Тыс.т	-	-	-	-	-	-	-	7,9	-	-	7,9
Ниобий	Тыс.т	-	-	-	-	-	-	-	11,75	-	-	11,75
Редкие земли	Тыс.т	-	-	-	-	-	-	-	14,5	-	-	14,5
Медь	Млн.т	-	-	-	-	-	-	4,09	0,09	0,035	-	4,215
Никель	Тыс.т	-	-	-	-	-	-	112	-	-	-	112
Кобальт	Тыс.т	-	-	-	-	-	-	22	-	-	-	22
Титан	Млн.т	-	-	-	-	-	-	5,5	2,2	-	-	7,7

<i>Продолжение таблицы</i>												
Железные руды	Млн.т	-	-	-	-	-	38	-	390	8773,3	-	9201,3
В т.ч. для открытой разработки	Млн.т	-	-	-	-	-	38	-	390	4261	-	4689
Лютогениты	Млн.т	-	-	-	-	-	-	-	-	671	-	671
В т.ч. алюминий	Млн.т	-	-	-	-	-	-	-	-	60,3	-	60,3
Титан	Млн.т	-	-	-	-	-	-	-	-	6,8	-	6,8
Кобальт	Тыс.т	-	-	-	-	-	-	-	-	33,6	-	33,6
Ванадий	Тыс.т	-	-	-	-	-	-	-	-	335	-	335
Гематит	Млн.т	-	-	-	-	-	-	-	-	83	-	83
Бенстонитовые карбонатиты												
Барий	Млн.	-	1,7	-	-	-	-	-	-	-	-	1,7
Стронций	Тыс.т	-	21,6	-	-	-	-	-	-	-	-	21,6
Мусковит	Тыс.т	-	-	-	-	-	-	-	193,941	-	-	193,941
Флогопит	Тыс.т	-	-	-	-	-	-	-	4,7468	-	-	4,7468
Тальк	Млн.т	-	-	-	-	-	-	-	2,8	-	-	2,8
Графит	Млн.т				-	-	-	-	28,146	-	-	28,146
Чароит	Тыс.т	-	12,96	-	-	-	-	-	-	-	-	12,96
Таусонит	Тыс.т	-	16,3	-	-	-	-	-	-	-	-	16,3
Калишпатиты	Млн.т	-	8,2	-	-	-	-	-	-	-	-	8,2
Рихтерит-асбест	Тыс.т	-	2223,7	-	-	-	-	-	-	-	-	2223,7
Резинит-асбест	Тыс.т	-	7,2	-	-	-	-	-	-	-	-	7,2
Флюорит	Тыс.т	-	257,4	-	-	-	-	-	-	-	-	257,4
Уголь каменный	Млн.т	-	4533,3	-	-	-	-	-	-	-	-	4533,3

<i>Продолжение таблицы</i>												
В т.ч.кокующихся	Мл н.т	-	2954,8	-	-	-	-	-	-	-	-	2954,8
Сера сульфидная	Ты с.т	-	-	-	-	-	-	2576,6	-	-	-	2576,6
Апатит	Мл н.т	-	95	-	-	-	81,6	0,67	167	-	-	344,27
Сыннориты В т.ч.калийное сырье	Мл н.т	-	80	-	-	-	-	-	-	-	-	80
Глиноземистое сырье	Мл н.т	-	100	-	-	-	-	-	-	-	-	100
Глиноземистое сырье (нефелиновые сиениты)	Мл н.т	-	451	-	-	-	-	-	-	-	-	451
Высокоглинозе- мистое сырье	Мл н.т	-	-	-	-	-	-	-	-	988	-	988
В т.ч.концентрата	Мл н.т	-	-	-	-	-	-	-	-	147,2	-	147,2

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

А. Изданная

1. *Аксенов Е.М., Вафин Р.Ф., Хайдаров Р.А.* Сравнительный формационный анализ троговых структур западной части Патомо-Алдано-Станового щита // Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения / Под ред. В.А. Кузнецова. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1995. СП 1-116.
2. *Архипов Ю.В.* Полезные ископаемые Якутской АССР. - Москва, 1977.
3. *Ахметов Р.Н., Бирюлькин Г.В., Кудрявцев В.А., Фрумкин И.М.* Геологическая позиция и состав раннедокембрийских зеленокаменных толщ Алданского щита // Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения: Тез. докл. Всесоюз. совещ. - Новосибирск, 1983. С. 10-11.
4. *Ахметов Р.Н.* Исследование структуры и полиметаморфизма рудоносной серии ималыкской группы железорудных месторождений (зона БАМ). – Автореферат - Киев, 1983. с. 128.
5. *Ахметов Р.Н., Кудрявцев В.А.* Позднеархейский метаморфизм на западе Алданского щита // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1981. Т. 56, вып. 1. С. 104-120.
6. *Ахметов Р.Н., Бирюлькин Г.В., Максимов Е.П., Фрумкин И.М.* Минерагения Южной Якутии // Металлогения и прогнозная оценка региона Байкало-Амурской магистрали. - Л.: ВСЕГЕИ, 1987. - С. 39-50.
7. *Ахметов Р.Н., Кравченко В.М., Поповченко С.Е.* О золоторудной минерализации и формационных аналогах железистых кварцитов Чаро-Токинского района в Якутской АССР // Геология и генезис архейских железорудных формаций / Ред. В.М.Кравченко. - Киев: Институт геохимии и физики минералов (ИГФМ), 1989. - С. 17-21.
8. *Ахметов Р.Н., Никитин В.М., Жижин В.И.* Структура и рудоносность архейских образований Алданского щита // Геология и полезные ископаемые Амурской области: Тез. докл. II геол. конференции. Зея, 1992. С. 50-52.
9. *Бибикова Е.В., Другова Г.М., Дук В.Л. и др.* Геохронология Алдано-Витимского щита // Методы изотопной геологии и геохронологическая шкала / Под ред. Л.К. Левского. - М.: Наука, 1986. С. 135-159.
10. *Бибикова Е.В., Другова Г.М., Кириозова Т.И. и др.* Возраст вулканогенных пород Олондинского зеленокаменного пояса // Докл. АН СССР. - 19846. - Т. 274, № 2. -С. 446-448.

11. *Горьковец В.Я., Раевская М.Б.* Рудоносность зеленокаменных поясов Западной Карелии // Зеленокаменные пояса древних щитов. - М., 1982. - С. 148-157.
12. *Грачев А.Ф., Федоровский В.С.* О единой природе рифтов, авлакогенов и геосинклинальных трогов // Советская геология. - N12 -1970. - С. 121-122.
13. *Грачев А.Ф., Федоровский В.С.* Зеленокаменные пояса докембрия: рифтовые зоны или островные дуги? // Геотектоника - № 5 - 1980. - С. 3-24.
14. *Григорян С.В.* Первичные геохимические ореолы при поисках и разведке рудных месторождений - М.: Недра, 1987 - 408 с.
15. *Гровс Д.И., Бэтт У.Д.* Пространственные и временные вариации архейских металлогенических ассоциаций как отражение эволюции гранитоидно-зеленокаменных областей на примере Западно - Австралийского щита // Геохимия архея: Сб. научных трудов / Под ред. А.Кренер. - М.: Мир, 1987. - С. 98-129.
16. *Добрецов Н.Л., Добрецов Н.Н., Попов Н.В. и др.* Минералогия и геохимия коматиитовой серии из Олондинской структуры Витимо-Алданского щита // Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок / Под ред. Л.В. Таусона. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986. С.34-49.
17. *Докембрийские* троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения / Отв.ред.В.А. Кузнецов - Новосибирск: Наука, 1985-200 с.
18. *Древнейшие* породы Алдано-Станового щита. Путеводитель Международной геологической экскурсии Проекта МПГК № 280 «Древнейшие породы Земли» / Под ред. В.А. Рудник. - Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1989. - 260 с.
19. *Другова Г.М.* Олондинский зеленокаменный пояс. - Модели эволюции процессов метаморфизма на щитах и в складчатых областях. - Новосибирск ИГиГ, 1987. - С. 22-25.
20. *Другова Г.М., Бушмин С.А., Сочава А.В. и др.* Троговые комплексы западной части Витимо-Алданского щита // Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения: Тез. докл. Всесоюз. совещ. - Новосибирск, 1983а. С. 48-50.
21. *Другова Г.М., Бушмин С.А., Харитонов А.Л.* Эндогенные процессы раннего докембрия в западной части Алданского щита // Ранний докембрий Алданского массива и его обрамления / Под ред. Ф.П. Митрофанова и Н.И. Московченко. -Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1985. С. 35-52.
22. *Другова Г.М., Бушмин С.А., Шемякин В.М. и др.* Структурно-вещественные комплексы Олекминской складчатой области // Эволюция

раннедокембрийской литосферы Алдано-Олекмо-Станового региона / Под ред. Ф.П. Митрофанова. - Л.: Наука, 1987. С. 57-76.

23. Другова Г.М., Пухтель И.С., Шустова Л.Е., Бережная Н.Г. Олондинский зеленокаменный пояс (Алданский щит) // Изв. АН СССР. - Сер. геол. - 1988. - № 8. - С. 40-56.

24. Жижин В.И., Никитин В.М. Докембрийские интрузивные формации основного и ультраосновного состава Алданского щита // Геология и полезные ископаемые Якутии. ЯГУ, Якутск, 1995. С. 114-139.

25. Жижин В.И., Никитин В.М. Интрузивные базит-ультрабазитовые формации зеленокаменных структур Алданского щита // Наука - не востребованный потенциал: Тез. докл. межвузовской науч.-практ. конф. ЯГУ. Якутск, 1996. Т. 1. С. 90-91.

26. Журавлев Д.З., Пухтель И.С., Самсонов А.В. Sm-Nd возраст и геохимия метавулканитов Олондинского зеленокаменного пояса (Алданский щит) // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1989а. - № 2. - С. 39-49.

27. Зеленокаменные пояса древних щитов - М.: Наука, 1982. - 168 с.

28. Классификация и номенклатура магматических горных пород: Справочное пособие / Богатилов О.А., Гонипакова В.И., Ефремова СВ. и др. - М.: Недра, 1981. - 160 с.

29. Классификация запасов месторождения и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых // Разведка и охрана недр. - 1982. - вып.4. - С. 40-48.

30. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. - М.: Мир, 1983. - 390 с.

31. Континентальные рифты / Б.Г. Аптон, А.К. Бейли, Д.Д. Бландел и др.: Ред. И.Б. Рамберг, Э.Р. Нейман. - М.: Мир, 1981 - 446 с.

32. Кравченко В.М. Промышленные типы месторождений железа в докембрийских формациях - Днепропетровск: ДГИ, 1985. - 72 с.

33. Красный Л.И. Глобальная система геоблоков. - М.: - Недра, 1984. - 223 с.

34. Крестин Е.М., Куликов В.С., Малюк Б.И. и др. Классификация, петрология и металлогения коматиитов // Формационное расчленение, генезис и металлогения ультрабазитов. - Свердловск, 1985. - с. 135-136.

35. Кривцов А.И., Самонов И.З. Справочник по поискам и разведке месторождений цветных металлов. - М.: Недра, 1985. - 324 с.

36. Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые / К.А. Марков, Б.М. Михайлов, Н.Н. Предтеченский и др.; Ред. Д.В. Рундквист. - Л.: Недра, 1986. - 742 с.

37. Кудрявцев В.А., Ахметов Р.Н., Бирюлькин Г.В. Стратиграфия и тектоника верхнеархейских и нижнепротерозойских образований Удоканского и Кодарского хребтов // Геология и золотоносность докембрия Якутии. Вып. 19. - Якутск, 1971. - С. 113-134.

38. Кудрявцев В.А., Ахметов Р.Н., Бирюлькин Г.В. Структурно-вещественные комплексы Темулякит-Тунгурчинской складчатой зоны Алданского щита // Геология докембрия и тектоника Дальнего Востока. - Владивосток, 1975. - С. 49-60.

39. Кудрявцев В.А., Нужнов С.В. Верхнеархейские структуры Алданского щита // Геология и геофизика. - 1981. - №6. - С. 28-37.

40. Кушев В.Г. Зеленокаменные прогибы (троговые комплексы) Восточной Сибири в системе архейских кратонов и протерозойских подвижных поясов // Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. - Новосибирск: Наука, 1985. - С. 28-34.

41. Никитин В.М. и др. Предпосылки обнаружения золотого оруденения и направления поисков в зеленокаменных структурах западной части Алданского щита // Проблемы и перспективы освоения природных ресурсов Южной Якутии: Тез.докл.науч. практ. конф. Нерюнгри, 1996. С. 13-14.

42. Никитин В.М. Геология и полезные ископаемые докембрийских зеленокаменных структур Алданского щита // Глобальные природные процессы и ресурсы в Арктике: Тез. докл. 1 межд. конф. Академии Северного форума. Якутск, 1996. С. 71-72.

43. Никитин В.М. Золотоносность зеленокаменных структур западной части Алданского щита // Проблемы геологии Сибири: Тез. докл. науч.конф. Томск, 1996. Т. 1. С. 84-85.

44. Никитин В.М. и др. Геология и золотое оруденение зеленокаменных поясов Алданского щита // Крупные и уникальные месторождения редких и благородных металлов (проблемы освоения и генезиса): Тез. докл. I межд. симпозиума. С.-П., 1996. С. 140-142. Соавторы: В.Ю. Фридовский, М.Р. Фарбер.

45. Никитин В.М., Жижин В.И. Новый тип золоторудных проявлений Алданского щита // Новые идеи в науках о Земле: Тез. докл. III Межд. конф. М., 1997. С. 98.

46. Никитин В.М. Минерагения верхнеархейских зеленокаменных поясов западной части Алданского щита // Современные проблемы геологии, поисков, разведки и оценки месторождений полезных ископаемых: Тез. докл. Межд. конф. М., РУДН, 1997. С. 31-32.

47. *Никитин В.М., Жижин В.И.* Металлогенические особенности базит-ультрабазитовых формаций Чаро-Олекминского блока Алданского щита // Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо - Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления: Материалы II Всероссийского металлогенического совещания. Иркутск, 1998. С. 98-99.
48. *Олейников В.В.* Пространственное положение и петролого-геохимические особенности разновозрастных трапловых образований восточной части Сибирской платформы (1971-1975 г.г.). - Якутск, 1975.
49. *Олондинский зеленокаменный пояс* / Н.В. Попов, А.П. Смеллов, Н.Н. Добрецов и др. Ред. Н.Л. Добрецов. - Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1990. - 172 с.
50. *Парфенов Л.М., Козьмин Б.М., Имаев В.С. и др.* Геодинамика Олекмо-Становой сейсмической зоны. - Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1985. - 136 с.
51. *Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозойд северо-востока Азии. - Новосибирск: Наука Сиб. отд-ние, 1984. - 192 с.
52. *Попов В.Ю., Чайка В.М.* Рудоносность зеленокаменных поясов - М.: ВИЭМС, 1985. - 51 с.
53. *Попов Н.В., Смелов А.П.* Метаморфические формации Алданского щита // Геология и геофизика. - 1996. - № 1. - С. 148-161.
54. *Предовский А.А.* Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. - Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1980. -152 с.
55. *Прогнозно-минерагеническая карта* региона БАМ, масштаба 1:500 000. Лист: 0-(50-В), 51-А. Гл. ред.: Богданов Ю.В. / Бирюлькин Г.В., Бирюлькина Е.С. и др.-Л.: карто-фабрика ВСЕГЕИ, 1991.
56. *Смелов А.П., Попов Н.В., Добрецов Н.Н.* Внутреннее строение Олондинского зеленокаменного пояса // Модели эволюции процессов метаморфизма на щитах и складчатых областях / Под ред. Н.Л.Добрецова. - Новосибирск. ИГиГ СО АН СССР, 1987. С. 18-22.
57. *Смирнов В.И.* Геология полезных ископаемых. - М.: Недра, 1982. - 669 с.
58. *Стогний В.В.* Магнитная модель земной коры Алданского щита и Становой складчатой области (Южная Якутия): Отчет о НИР (закл.) / Якутский госуниверситет. - т. 1,2. -Якутск, 1990. - 451 с.
59. *Стогний В.В., Смелов А.П., Стогний Г.А.* Глубинное строение Алданского щита // Геология и геофизика. - 1996. - № 7.

60. *Стогний В.В., Стогний Г.А., Васильев С.П.* Геолого-геофизические особенности Алданского щита и Становой складчатой области // Тектоника и минерализация Северо-Востока СССР: Тез. докл. Всесоюз. совещ. - Магадан, 1990. С.206-208.

61. *Фрумкин И.М.* Тектонические режимы в архее Алданского щита. - В сб.: Геология и перспективы рудоносности фундамента древних платформ. - Л., Наука, 1987. - С.307-313.

62. *Чаро-Токкинская* кремнисто-железородная формация / Г.Ф. Горелов, А.Г. Грузных, И.А. Калугин и др. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984. - 161 с.

63. *Шер С.Д.* Металлогения золота. / М.: Недра, 1972. - 295 с.

64. *Шер С.Д.* Металлогения золота. / М.: Недра, 1974. -256 с.

65. *Щеглов А.Д., Москалева В.Н., Марковский Б.А.* Основные проблемы магматизма и металлогении континентальных рифтогенных систем // Геологический журнал. - 1992. № 2.-С. 3-16.

Б. Фондовая

1. *Абрамов В.А., Абрамова В.А. и др.* Отчет о результатах обобщения и интерпретации региональных геофизических данных по Алданскому щиту в пределах южной Якутии (глубинное строение Алданского щита и смежных областей в связи с прогнозированием эндогенного оруденения. Леноучурская партия, 1982-1986 г.г. ТУГРЭ, Алдан, 1986 г., ЯГТФ инв. № 16353.)

2. *Александров Ю.В., Каневский Л.С. и др.* Отчет о геологической съемке масштаба 1:50 000 на территории листов 0-50-72, 83,84,96 по работам Верхне-Токкинской партии. Торго, ЛенГРЭ, 1982, 320 с. ЯТГФ, инв. № 14430.

3. *Амарский В.Г., Маклецов Ю.М.* Анализ размещения полезных ископаемых на юге Алданского щита. Чульман, ЮЯКЭ, 1978, ЯТГФ.

4. *Ахметов Р.Н., Бирюлькин Г.В. и др.* Прогнозно-минерогеническая карта региона БАМ (Южная Якутия) масштаба 1:50 000. Листы 0-51-А (0-50-Б), Б, В, Г; 0-52-А,Б,В,Г. ЦКТЭ, Якутск, 1985, 448 с. ЯТГФ, инв. № 15837.

5. *Ахметов Р.Н., Никитин В.М., Жижин В.И. и др.* Изучение геологического строения Сутамского блока с разработкой стратиграфической легенды докембрийских образований для геологической съемки масштаба 1:50 000 и общей оценкой перспектив рудоносности. ЦПСЭ, Якутск, 1989, 362 с. ЯТГФ, инв. № 17105.

6. *Березин Г.П., Шевченко В.И.* Отчет по геологическому доизучению листа 0-50-XVIII за 1872-74 г.г. масштаба 1:200 000 ТУГРЭ, Алдан, 1974 ЯТГФ, инв. № 11385.

7. *Бирюлькин Г.В., Ахметов Р.Н., Никитин В.М.* Оценка перспектив Чаро-Олекминского региона Алданского щита на благородные, цветные и редкие металлы с составлением прогнозно-минерагенической карты м-ба 1:200 000. ЦПСЭ. Якутск, 1990. ЯТГФ, инв. № 17660.

8. *Борисов В.Г., Лесняк В.М. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые р. Конда, Тарын-Урях, (0-50-107-АД В, Г; 0-50-108-А; 0-50-119-А, Б). Читагеология, 1981, ЯТГФ, инв. № 14097.

9. *Бреков В.К. и др.* Геолого-экономическая оценка основных минерально-сырьевых ресурсов региона БАМ и прогноз их развития до 2000 года. ВОСТСНИИГГиМС, Иркутск, 1981, ЯТГФ, инв. № 14214.

10. *Булдаков В.Е., Корнеев С.И. и др.* Отчет по теме исследование перспектив основных и ультраосновных комплексов докембрия Южной Якутии на титан, ванадий, никель, кобальт, апатиты (зона БАМ). ЦКТЭ, Якутск, 1985, 236 с, ЯТГФ инв. № 14724. с., ЯТГФ, инв. № 9727.

Никитин В.М., Шипицын Ю.А., Гриб Н.Н.

**ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЕ ПОЯСА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
АЛДАНСКОГО ЩИТА - ЖДУТ СВОЕГО ЧАСА**

(Историческое восстановление научных исследований и их результатов
для настоящего времени)

Монография

Технический редактор *Л.М. Жильцова, И.А. Литвиненко*

Подписано в печать 01.06.2020 Формат 60х90 ¹/₈.
Гарнитура «Таймс». Печать офсетная.
Печ.л. 7,87 Уч.-изд.л. 9,84 Тираж 300 экз Заказ

Отпечатано в типографии «Печатный двор»
г. Нерюнгри, пр. Ленина, 6/2, т. (41147) 3-32-13