ТОМСКИЙ ОРДЕНА ОКТЯБРЬСКОЙ И ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ им.С.М. КИРОВА

На правах рукописи

БОЯРКО ГРИГОРИЙ ЮРЬЕВИЧ

УДК 550.8.053:519.641 (571.56-13)

ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СЕЛИГДАРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ АПАТИТА

Специальность 04.00.14 – Геология, поиски и разведка рудных и нерудных месторождений

Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель: кандидат геолого-минералогических наук, доцент А.И. Баженов

Томск-Алдан – 1983

Оглавления

Принятые сокращения	3
Принятые термины	3
Введение	4
Глава I. Геологическое строение нижнего структурного этажа центральной части Алданского щита и	
апатитоносность этого района	7
1. Геологическое строение нижнего структурного этажа Центрально-Алданского района	7
1.2. Апатитовая специализация Алданской металлогенической провинции	12
1.2.1. Металлогения апатитоносных геологических комплексов	12
1.2.2. Апатитоносностъ Центрально-Алданского и сопредельных районов	13
Глава 2. Основные черты геологического строения Селигдарского месторождения апатита	16
2.1. Позиция и общая характеристика Селигдарского и Тигрового месторождений апатита	16
2.2. Вмещающие породы	20
2.3. Особенности тектоники Селигдарского месторождения	24
2.4. Рудные образования. Стадийность минералообразования	28
2.4.1. Позднеархейско-раннепротерозойский этап (AR2-PR1)	28
2.4.2. Раннепротерозойский (?) этап (PR ₁)	33
2.4.3. Мезозойский этап (MZ)	34
2.5. Описание минералов	35
2.5.1. Главные минералы (первичные)	35
2.5.2. Второстепенные минералы (первичные)	39
2.5.3. Вторичные минералы	40
2.6. Термометрия минералов	41
2.7. Анализ термодинамики и формационной принадлежности парагенезисов минералов Селигдарского	
месторождения апатита	43
Глава 3. Особенности геохимии петрогенных компонентов по Селигдарскому месторождению апатита	44
3.1. Типизация руд и пород	44
3.1.1. Геологические и технологические типы руд	44
3.1.2. Геологические типы вмещающих пород	53
3.2. Химическая зональность Селигларского месторождения	54
3.3. Концентрационная зональность Селигдарского месторождения апатита	54
3.4. Пентральный момент равновесия привноса-выноса карбонатного метасоматоза	59
Глава 4 Особенности геохимии микроэлементов по Селигларскому месторожлению апатита	
4.1. Геохимическая специализация руд Селигларского месторожления	62
4.2. Геохимическая специализация апатитовых руд селигларского типа из апатитопроявлений и	
месторожлений Центрального Аплана	
4.3 Геохимическая специализация вмешающих пород Селигларского месторожления апатита.	67
4 4 Микроэлементы в концентрационной зональности апатит-карбонатных метасоматитов и их централи	ьный
момент состява	68
Глава 5 Приклалная геохимия в приложении к апатитоносным породам селигларского типа	73
5.1 Геохимические поиски по втопичным ореодам расседния	73
5.2. Геохимические понски по втори ным ореонам расседния	76
5.3. Гипрогеохимические поиски апатитового оруденения	70 77
5.3.1 парогеохими неские поиски апатитового оруденения	78
5.5. Распет вториции у релиции	70 70
5.6. Распат минерали ного состава руд	79 81
5.0. Гасчет минерального состава руд Глава 6. Отражение апатитопроявлений селигларского типа в геофизических полях	01 8/
6.1. Узрактористики гоофизицеских полей изд Селигларским. Тигрорим месторожлениями и пригими	0-
ол. Карактеристики геофизических полеи над селигдарским, типровым месторождениями и другими артими	8/
аналитопрользониями центрального плаана	04 Q5
6.3 Геофизические поискорые критерии из опотит	00 00
0.5 г софизические поисковые критерии на апатит. Глава 7 К вопросу о раназисе селистарокого масторождения апатите.	90 10
тлава 7. Контросу о тенезисе селит дарского месторождения анатита	91 05
Литоротира	93 00
Литература	99 107
Фондовая литература	10/
приложения	109

Принятые сокращения

- БАМ Байкало-Амурская магистраль
- ВАГТ Всесоюзный аэрогеологический трест
- ВСЕГЕИ Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт
- ГОК Горно-обогатительный комбинат
- ИМГРЭ Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов
- КазВИРГ Казахский филиал Всесоюзного института разведочной геофизики
- НПО Научно-производственное объединение
- ПГО Производственное геологическое объединение
- ТПИ Томский политехнический институт
- ТПК Территориально-промышленный комплекс
- ТУГРЭ Тимптоно-Учурская геологоразведочная экспедиция
- ХЛ Химическая лаборатория
- ЦХЛ Центральная химическая лаборатория
- ЭВМ МИР Электронно-вычислительная машина серии «Машина инженерных расчетов»
- ЯТГУ Якутское территориальное геологическое управление (с 1979 г ПГО «Якутскгеология»)
- Нет гематит Act – актинолит (тремолит) Ab – альбит Mr – мартит Мс – микроклин Ort - ортоклаз Mgt – магнетит Par – паргасит Amf – амфибол (роговая обманка) Pl – плагиоклаз Ар – апатит 0 – кварц Cal – кальшит Sc – скаполит Ch- хлорит Sp – шпинель Di – диопсид Srp – серпантин Fl – Ta – флогопит тальк For – форстерит Dol - доломит

Принятые термины

- АПАТИТ-КАРБОНАТНЫЕ РУДЫ порода названного состава и их вариации, представляющие новый технологический тип апатитовых руд и потенциально пригодные для переработки на удобрения согласно временным кондициям по Селигдарскому месторождению.
- МЕСТОРОЖДЕНИЕ АПАТИ-КАРБОНАТНЫХ РУД апатитопроявление, которое по результатам поисковой оценки (определяющей количество, качество и условия залегания названных руд) потенциально пригодно для промышленного использования.
- ЗОНА МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ КОЛОНКИ определение породы по химическому составу и в пространстве укладывающееся в закономерную последовательность от передерни к центральной части месторождения и вниз по вертикали.
- МИНЕРАЛЬНЫЕ ФАЦИИ подразделения зоны метасоматической колонки в виде образований пород с различными парагенезисами минералов при однородности их химического состава.
- СИНЕРГЕТИЧНОСТЬ СТАДИЙ взаимное соответствие, обеспечивающее связь дополняющих друг друга стадий.
- ЦЕНТРАЛЬНЫЙ МОМЕНТ СОСТАВА математическое ожидание состава породы при метасоматозе с равновесием привноса–выноса.

Введение

ЦК КПСС и Правительство придают исключительно важное значение химизации в деле дальнейшего развития сельского хозяйства. Этому вопросу были посвящены июльский (1978 г.) Пленум ЦК КПСС «О дальнейшем развитии сельского хозяйства СССР», майский (1982 г.) Пленум ЦК КПСС «О продовольственной программе СССР на период до 1990 года» и Постановление ЦК КПСС и Совета Министров СССР (1979 г.) «О создании единой специализированной агротехнической службы СССР». Особое внимание в решении проблемы агротехнических удобрений уделяется территории Сибири и Дальнего Востока, где в настоящее время отсутствует крупные эксплуатируемые природные источники сырья, а восполнение дефицита за счет месторождений, расположенных в западных районах страны, связано со значительными транспортными затратами. В постановлении ЦК КПСС и Совете Министров СССР от 12 февраля 1976 г. было указано на необходимость усиления работ по поискам и разведке месторождений фосфорного сырья в перспективных районах Дальнего Востока. Восточной Сибири и, в первую очередь, в Хабаровском крае, Якутской и Бурятской АССР.

АКТУАЛЬНОСТЬ ТЕМЫ. Селигдарское месторождение, разведываемое с 1972 года, находится в центральной части новой Алданской апатитоносной провинции. Оно обеспечило основной прирост по СССР запасов P₂O₅ по отрасли «апатиты» в X-ой пятилетке. Месторождение расположено на территории, которая входит в зону влияния трассы БАМ и проектируется к первоочередному освоению в связи с созданием Южно-Якутского ТПК.

Изучением месторождения занимались В.М. Белоусов. А.Г. Булах, А.М. Бурнайкин, Е.К. Герасимов, В.И. Егин, Р.Ф. Журавель, И.П. Искоз-Долинина, В.Б. Василенко. Е.Н. Козлов, И.П. Кушнарев, Д.А. Минеев, В.Д. Парфенов, Б.А. Поташник, Л.С. Пузанов, Ф.Л. Смирнов, М.В. Суховерхова, В.Н. Сучков, Г.А. Тунгусов, О.А. Тян, В.И. Уютов, Р.М. Файзуллин, Л.Д. Холодова, И.Д. Черкасов, В.Я. Шабашев, А.Р. Энтин, Н.Ю. Юдин, Врезультате этих исследований были решены многие вопросы геологического строения, минералогии, геохимии. К настоящему времени заканчивается детальная разведка Тимптоно-Учурской Селигдарского месторождения И перед геологоразведочной экспедицией стоит задача выбора объекта для постановки геологоразведочных работ с целью расширения сырьевой базы проектируемого к строительству Селигдарского ГОК. Ее решение возможно на основе разработки критериев оценки перспективных апатитопроявлений, а также поисков новых на основе научно-обоснованные методов, что и определяет актуальность настоящей работы.

ЦЕЛЬЮ РАБОТЫ являлось изучение структуры Селигдарского месторождения и аналогичных ему апатитопроявлений, их формационная принадлежность, типизация разновидностей руд и вмещающих пород и их геохимические характеристики, а также разработка на этой основе методов оценки перспектив оруденения и поисковых критериев на апатит.

ОСНОВНЫЕ ЗАДАЧИ ИССЛЕДОВАНИЙ: 1) парагенетический анализ апатитметасоматитов и комплекса околорудных изменений карбонатных Селигдарского месторождения месторождения; 2) изучение структуры И его формационной принадлежности; 3) изучение геохимических особенностей выделенных геологических разновидностей руд и пород Селигдарского месторождения и апатитопроявлений селагдарского типа; 4) разработка критериев оценки перспективных апатитопроявлений и поисковых критериев на апатит.

ОСНОВНЫЕ ЗАЩИЩАЕМЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ:

- 1. Селигдарское месторождение апатита и апатитопроявления селигдарского типа продукт суммы Ca-Mg и CO₂-метасоматозов с ведущей ролью последнего.
- 2. Первичным субстратом, по которым развивались апатит-карбонатные метасоматиты Селигдарского месторождения являлась интрузия центрального типа апатитоносной базитовой формации.

- 3. Геохимические характеристики состава руд являются следствием грубой метасоматической зональности при прогрессивной углекислой метасоматозе с охарактеризованным центральным моментом метасоматоза, где привнос и вынос компонентов равновесен.
- 4. Выделен комплекс геологических, геохимических и геофизических критериев оценки перспективности апатитопроявлений, геофизических и геохимических аномалий и поисковые критерии на апатит.

НАУЧНАЯ НОВИЗНА. Впервые для месторождения целенаправленно и в полном объеме рассмотрен весь комплекс метасоматических продуктов и обоснованно, его формирование в три различных этапа. На основании формационного анализа месторождение отнесено к апобазитовым образованиям Ca-Mg-метасоматитов. Установлена четкая концентрационная зональность по CO₂ в виде метасоматической колонки с центральным моментом привноса–выноса. Дана характеристика химического состава выделенных геологических типов руд. Рассмотрены геохимические особенности руд и пород, выделены характеристические спектры элементов-примесей апатит-карбонатных руд. Разработан комплекс качественных методов оценки геохимических аномалий, поисковых критериев на апатит.

Работа подводит научную базу для дальнейших исследований и поисковых работ на апатит в Алданской апатитоносной провинции.

ПРАКТИЧЕСКАЯ ЦЕННОСТЬ РАБОТЫ. Определение генезиса Селигдарского месторождения как апобазатовых апатит-карбонатных метасоматитов Са-Мg-формации с тектоническим (узлы пересечения диагональных глубинных разломов) а литологическим (базитовые, первичноапатитоносные породы и Са-Мg-метасоматиты) типами контроля апатитового оруденения способствует постановке целенаправленного прогноза и поисков месторождений апатитовых руд селигдарского типа.

В соответствии с геохимическими особенностями даны количественные характеристики химического состава геолого-технологических разновидностей руд Селигдарского месторождения для технологического картирования и опробования. Составлен рациональный, комплекс геологических, геохимических и геофизических поисковых критериев и методов оценки перспективных апатитопроявлений. Выделено новое перспективное Бишинское апатитоносное поле. Даны рекомендации для общих поисков, в первую очередь, на трех апатитоносных полях и для первоочередной оценки на глубину одиннадцати перспективных апатитопроявлений.

ПУБЛИКАЦИИ. Основные положения диссертации приведены в 11 печатных работах и двух геологических производственных отчетах.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ. Материалом для исследования послужила документация по более чем 130 глубоких скважин, пробуренным на Селигдарском апатитоносном поле и совокупность материалов полевых работ Селигдарской, Нимгерканской, Батовской партии и Алдано-Тимптонской отряда. ТУГРЭ, в составе которых автор работал, начиная с 1977 года. Поставленные задача решались как с помощью традиционных методов - геолого-структурного, петрографо-минералогического и химикоаналитического, так и новых – парагенетического, тектонофизического анализов и математического методов. При обобщении привлекались многочисленные фондовые материалы и опубликованные работы. В процессе камеральной обработки автором было изучено свыше 2 000 образцов и шлифов горных пород и руд, обработаны результаты 30000 ТУГРЭ), 3 500 полных химических (аналитика ΧЛ силикатных (ПХЛ ΠΓΟ «Якутскгеология», Палевская лаборатория), 1 800 полуколичественных и количественных спектральных (ЦХЛ ТУГРЭ, ЦХЛ ЯГО «Якутскгеология», Броницкая экспедиция ИМГРЭ), 6 000 рентгенорадиометрических (Геофизическая партия ТУГРЭ), 20 термических (ТПИ) и 240 химических анализов минералов.

Обработка полученных материалов, производилась на ЭВМ МИР-1, МИР-2 (ТУГРЭ) и «Минск»-32 (ТПИ), математическое обеспечение С.С. Пестеревой, В.И. Аникина и автора на

языках «Аналитик» и ФОРТРАН. Использовались стандартные методики статистического анализа, а также корреляционный, кластерный, факторный анализы; исследовались нелинейные регрессии пар и множеств признаков и другие задачи.

АПРОБАЦИЯ РАБОТЫ осуществлялась путем обсуждения основных положений диссертации на всесоюзных и региональных совещаниях и конференциях в г.г. Черноголовка.(1979), Иркутске (1980,1981, 1982), Каратау (1980), Якутске (1983), Алдане (1983); Международном симпозиуме по геохимии в г. Иркутске (1981), также на занятиях и семинарах Томского отделения ВМО.

ОБЪЕМ РАБОТУ, Диссертация изложена на 133 страницах машинописного текста и состоит из введения, семи глав, заключения списка литераторы из 191 наименования и приложения; текст сопровождается 17 таблицами и 34 рисунками.

В исследованиях, обработке материалов и оформлении диссертации помощь и содействие автору оказала Г.М. Белев, В.М. Белоусов, Г.Ф. Галкин, В.А. Добрынин, В.И. Егин, Е.И. Зубченко, В.В. Карелин, А.О. Леонов, А.В. Лупарев, С.Н. Пестерев, С.С. Пестерева, А.А. Почивалов, Л.И. Старчак, В.И. Сучков, А.С. Тимофеев, А.В. Тузлуков, Л.И. Федченко, А.Р. Энтин, И.И. Ященко, за что автор им глубоко признателен.

Автор считает долгом выразить искреннюю благодарность научному руководителю А.И. Баженову за постоянную помощь, советы и поддержу.

Глава I. Геологическое строение нижнего структурного этажа центральной части Алданского щита и апатитоносность этого района

1. Геологическое строение нижнего структурного этажа Центрально-Алданского района

Центральная часть Алданского щита расположена в междуречье Алдана и Тимптона. В геологическом строении данного региона принимают участие целый ряд разновозрастных осадочных, магматических и метаморфических формаций, образующих два резко различающихся структурных этажа – кристаллический фундамент и платформенный чехол. Алданский щит – крупнейшая флогопитоносная провинция СССР, приуроченная к докембрийским комплексам архея. Флогопитовые месторождения связаны здесь с породами формации магнезиальных скарнов (Коржинский, 1947; Маракушев, 1958; Шабышин, 1966; Лицарев, 1961; Петрова и др., 1975), с которыми в этом регионе связаны также месторождения железа (Сердюченко, 1960; Шабынин, 1966), боратовая (Шабынин, 1961; Перцев, 1971), редкоземельная и апатитовая минерализация (Сердюченко и др., 1960, 1968; Энтин и др., 1975, 1976).

Современные представления о геологическом строении эволюции архейских структур рассматриваемого района сформировались в результате исследовании В.Н. Зверева [58], Д.С. Коржинского [67, 68], Н.Ф. Фроловой [161, 162], Е.М. Лазько, Ю.К. Дзевановского [40, 43], Н.Г. Судовикова [147, 149], Г.М. Друговой [47, 48], А.Н. Неелова [102, 103], В.М. Кицула [63–65], В.Д. Дука [150], Р.Ф. Черкасова [172] и коллективов геологов – съемщиков ЯТГУ, ВАГТа, ВСЕГЕИ: Н.И. Веревкина, В.И. Егина [23], Е.П. Максимова, А.Н. Угрюмова [86], Е.П. Миронюка [38], И.М. Фрумкина [163, 165–167], В.А. Мокросусова [98, 99], Л.М. Реутова [126,127], Г.Ю. Лагздиной [44], В.А. Рудника [129–131], Н.Д. Добрецова [45] и многих других.

В последние года Алданский массив рассматривается в качестве древнейшего раннеархейского ядра, окаймленного позднеархейскими и более молодыми складчатыми системами (Павлов и др., 1962; Косыгин, 1962). Геохронологические исследования различных кристаллических пород массива в целом подтвердили архейский возраст Алданских гранулитов 3400±500, 3200±500 млн. лет по свинцово-изохронному методу (Рудник и др., 1969; Герлинг и др.,1970), но и выявили региональное «омоложение» (1950±200 млн. лет) датировок возраста по К-Аг методу. Заниженными являются и некоторые свинцовые изохронные определения возраста, которые получены, по цирконам из различных пород Алданского массива и зеленосланцевым диафторитам (2200, 2200–2500 млн. лет, соответственно), рассматриваемыми А.И. Тугариновым (1976) в качестве доказательств раннепротерозойского возраста алданского комплекса.

Метаморфические образования докембрия центрального Алдана большинством исследователей обособляются в Алдано-Тимптонский мегаблок [37, 168], ограниченный на юге Становым, на западе – Амгинским, на востоке скрытым Тимптонским глубинными разломами. На севере он погружается под платформенные отложения венда – нижнего кембрия (Реутов, 1981).

Архейские гранулитовые толщи мегаблоков выделяются в Алдано-Тимптонскую [24, 86, 98] складчатую область (систему). В целом она представляет собой сложную сводовую структуру, являющуюся, по-видимому, южной частью огромного актиклинория, протягивающегося под чехлом платформы далеко на север в сторону Вилюйской синеклизы (Лутц и др., 1982). Общая сводовая структура осложнена куполовидными а разделяющими их широкими синклинальными структурами размером во много десятков или несколько сотен километров в поперечнике (рис. 1).



Рис.1 Структурно-металлогеническая схема центральной части Алданского щита (Энтин, Угрюмов, 1977) 1 – платформенный чехол; 2 – Алдано-Тимптонская складчатая область; 3 – Тимптоно-Учурская складчатая область; 4 – Типмтонская моносинклиналь; 5 – паля гранитов формации пигматитов амфиболовой фации; 6 – поля распространения пород габбро-плагиогранитной формации; 7 – антиклинории (НТа – Нижне-Тимптонский, УГа – Угоянский, ВТа – Верхне-Тимптонский, Аа – Алданский); 8 – синклинории (УТс – Унгринско-Тимптонский, КУс – Куранахский, Хдс – Хардогасский); 9 – разломы диагональной системы; 10–11 – крупные и особокрупные месторождения (10а – фдлогопита, 10б – магнезиально-скарновых железных руд; 10в – магнезиальноскарновых железных руд с наложенной баритизацией, окварцеванием, гематитизацией; 11а – апатита, 11б – горного хрусталя);12 – постоянные границы региональных поясов метасоматоза (А-Б – ранней щелочной стадии, В-Г – кислотного выщелачивания, Д-Е – поздней щелочной стадии); 13 – граница Хардогасской структурно-формационной зоны.

На врезке; 14–17 – складчатые области (мегаблоки) фундамента и уровень метаморфизма пород: 14 – Олекминский (прогрессивный метаморфизм амфиболитовой фации); 15 – Тимптоно-Учурский (а – алдансная субфация гранулитовой фации); б – сутамская субфация); 16 – Курультино-Гонамский комплекс (гранулитовая фация, сутамская субфация); 17 – Алдано-Гонамский мегаблок (гранультовая фация, алданская субфация с наложенной амфиболитовой фацией); 18 – антиклинории; 19 – разломы ортогональной системы; 20 – платформенный чехол

Д.С. Коржинский (1936) подразделил метаморфические толщ Алданского массива на иенгрскую, чарнокитовую (тимптонскую) и джелтулинскую серии, различающиеся по петрографическому составу распространенных в них ассоциаций пород. Названия эти сохранились до настоящего времени, хотя объем и содержание по сравнению с первоначальным существенно изменились (см. табл. 1).

В центральной и западных частях Алдано-Тимптонской складчатой области вскрыта нижняя часть разреза супракрустальных образований Алданского кристаллического массива. На западе распространены ассоциации пород обычно рассматриваемые в качестве различных стратиграфических подразделений верхнеалданской свиты, сложенной кварцитами с переслаиванием основных и высокоглиноземистых гнейсов.

В центральной части области кварциты сменяются толщей, в которой преобладают биотит-гиперстеновые, гранат-биотит-гиперстеновые и высокоглиноземистые гнейсы. Другие разновидности пород встречаются здесь в резко подчиненном количестве. Толща

обычно называется нимнырской свитой (Реутов, 1968; Фрумкин, 1967) или рассматривается в качестве верхней подсвиты верхнеалданской свиты (Веревкин и др., 1966).

Таблица 1

Стратиграфическая колонка разреза архейских метаморфических пород района Селигдарского апатитоносного поля (Центральный Алдан) по данным Арефьевской ГСП (Уютов и др., 1981)

Группа	Серая	Свита	Подсвита	Горизон т	Описание пород, мощность разреза
		Федо- ровская	Верхняя	Камбий- ский	Амфибол-диопсидовые, диопсидовые, реже двупироксеновые и гиперстеновые кристаллосланцы, 350–400 м
				Леглиер- ский	Диопсидовые плагиосланцы, диопсидовые породы, мраморы, кальцифиры, 200–300 м
				Любка- кайский	Двупироксен-роговообманковые, биотит-амфиболовые основные кристаллосланцы, немного амфибол- гиперстеновых плагиосланцев и плагиогнейсов, 400–550 м
Архей- Д ская ли			Нижняя	Медве- девский	Диопсидовые плагиосланцы, диопсидовые, кварц- плагиоклаз-диопсидовые, диопсид-скаполитовые породы, мраморы, кальцифиры, линзы амфиболизированных перидотитов и пироксенитов, 100–150 м
	Джелтул- линская	Нимныр- ская	Верхняя		Биотит-гиперстеновые, гранат- и графитсодержащие плагиогнейсы и гранат-кордиеритовые, изредка кордиеритовые плагиогнейсы, а также амфибол- гиперстеновые кристаллосланцы и кварциты. В целом характерна весьма интенсивная гранитизация и фациальная изменчивость, 700–900 м
			Нижняя		Амфибол-двупироксеновые (с преобладанием гиперстена над диопсидом) основное кристаллосланцы. В основвании – линзы плагиоклаза и скаполит-диопсидовых пород, изредка мраморов, кальцифиров и пироксенитов. Иногда выпадает из разреза. 300–400 м
		Верхне- алданская			Кордиеритовые, биотит-силлиманитовые плагиогнейсы, редкие прослои биотит-гиперстеновых и двуптроксен- амфиболовых кристаллосланцев, кварцитов, Вверху – горизонт кварцитов невыдержанной мощности. 1000–1300 м

Примечание: решением рабочего совещания по упорядочению номенклатур метаморфических пород и совершенствования легенд для геологического картирования Алданского щита (г. Алдан, 20–25 февраля 1983 года) принята новая номенклатура архейской группы пород, в настоящее время находящейся на утверждении. В диссертационном работе, составленной до совещания, номенклатура метаморфических пород приводится в старом варианте.

Вышележащая толща сложена пироксеновыми, амфибол-пироксеновыми кристаллическими сланцами и гнейсами, карбонатными породами и их метаморфическими производными. Почти все исследователи называют ее федоровской свитой. Большинство флогопитовых месторождений Алданской провинции приурочены к горизонтам карбонатных пород этой свиты.

В восточной части этого региона при крупномасштабном геологическом картировании были выявлены (снизу вверх); медведевский, любкакайский, леглиерский, керибиканский, хатыминский, атырский и лакусовский горизонты федоровской свиты. В составе медведевского, леглиерского и хатыминского горизонтов существенную роль играют магнезильно-карбонатные порода. Эти горизонты являются маркирующими, продуктивными на флогопит.

В восточной части Алдано-Тимптонской области с 1960 года выше федоровской свиты выделяются иджекская и улунчинская свиты (Фрумкин, 1961).

Суперкрустальные образования северо-восточной и восточной частей Алдано-Тимптонской системы обычно рассматриваются в качестве различных стратиграфических подразделений тимптонской и джелтулинской серий (Дзевановский и др., 1970) или тимптоно-джелтулинской серии (Фрумкин, 1961, 1971). Кроме улунчанской свиты выделяют суннагинскую свиту, куриканскую и сутамскую свиты.

Резкое отличие состава федоровской свиты от нижней части разреза иенгской серии дает основание либо выделять ее в самостоятельную стратиграфическую единицу (Кицул, 1979), либо относить к джелтулинской серии, имещей с ней сходство состава (Черкасов, 1967). В.Л. Дук на основании структурных исследований причисляет федоровскую свиту к более молодому комплексу, залегающему, по его мнению, с угловым несогласием на дислоцированных толщах верхнеалданской свиты [50].

Л.М. Минкин, И.Д. Ворона (1958), а позднее В.И. Кицул и К.А. Лазебник (1966) высказали мнение о присутствии в юго-восточной части Алданского щита более молодых (протерозойских?) образований, залегающих в наложенном Унгринско-Тимптонском грабенсинклинории (унгринский комплекс). На западе грабен-синклинорий имеет четкую тектоническую границу и сложен амфиболовыми. биотитовыми. редко диопсидамфиболовыми кристаллическими сланцами и гнейсами амфтболитовой фации (Другова и многочисленные др., 1959). среди которых наблюдаются тела метагаббро, метагаббродиоритов и различных по составу и возрасту гранитов, Кроме унгринского комплекса, в западной части массива залегают слабометаморфизованные породы Субганского, Ярогинского и Чульманского грабенов, приуроченных к зонам глубинных разломов и зажатые между блоками архейского алданского комплекса в виде узких тектонических клиньев (Березкин, 1977). Эти области известны в литературе под названием субганского комплекса протерозойского возраста (Лазько, 1956; Другова, Неелов, 1960), отличаются от алланского комплекса более слабой степенью метаморфизма (зеленосланцевая и низкотемпературная амфиболитовая фации).

При изучении парагенезисов минералов Алданского массива были выяснены отличия условий минералообразования в различных его частях [46–48, 62, 63, 89].

Первоначально различные кристаллические образования Алданского массива, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации, были отнесены Д.С. Коржинским [67] к глубинкой фации контактовых известняков и кристаллических сланцев. Отличительными особенностями этой фации глубинности он считал широкое развитие ассоциации гиперстена с плагиоклазом, полное отсутствие волластонита и гроссуляра.

В связи с обнаружением волластонита (Лицарев, 1956; Перцев, 1959) было высказало предположение, что волластонитовой фации глубинности принадлежат только наименее эродированные участки массива.

А.А. Маракушев[87], изучая парагенезисы глиноземистых пород, выделил ассоциации внутренней части Алданского массива и алданскую фацию глубинности, которой были противопоставлены наблюдаемые в южной краевой части массива ассоциации более глубинной сутамской фации.

На основании изучения составов сосуществующих плагиоклазов и скаполитов а гранатсодержащих парагенезисов основных пород В.И. Кицул [62,63] уточнил намеченное ранее А.А. Маракушевым увеличение глубинности метаморфизма с севера на юг. Было выяснено увеличение температуры и глубинности метаморфизма как в меридиональном, так и в широтном (с запада на восток) направлениях. На составленной В.И. Кицулом карте метаморфических фаций Алданского массива показаны площади развития минеральных ассоциаций гранулитовой фации низких, умеренных и высоких давлений. Две последние соотвествуют алданской и сутамской фации глубинности А.А. Маракушева. В Алдано-Тимптонской области распространены ассоциации, отвечающие условиям субфации наиболее низких температур и давлении.

По мнению В.Л. Кицула Алданский массив характеризуется блочным строением. Им выделяются три мегаблока; западная часть – наименее глубинная, восточная – средней глубинности и в южной части встречаются породы наиболее глубинной субфации гранулитовой фации метаморфизма. Субфации глубинности выделены В.И. Кицулом по сравнению таких параметров, как температура и давление.

Н.В. Поповым (1981) проведена оценка температур метаморфизма выделенных

субфаций. По усовершенствованному двупироксеновому геотермометру Л.Л. Перчука (1977), по данным 56 оригинальных анализов получены температуры метаморфизма в интервале 850–900 °C. Устанавливается, что в пределах Алданского массива не наблюдается температурном зональности, то есть выделенные по субфациям глубинности блоки не различаются по температурам образования двупироксеновых пород. По минералогическим геобарометрам (в основном по гранат-кордиеритовому) в выделенных блоках Алданского щита развивались давление порядка 6–7; 7,5–9,5 и 9,5–10 кбар, соответственно фациям глубинности этих блоков [121]. Метаморфические толщи, слагающие центральную часть Алданского массива и относящиеся к иенгрской серии, образуют куполообразное антиклинальное поднятие, имеющее в плане вид почти замкнутом дуги. Образования этой складчатой структуры происходило в несколько этапов деформаций при неоднократном проявлении регионального метаморфизма и ультраметаморфизма [13]. Сложное складчатое строение толщ, слагающих иенгрскую серию, выражается в том, что на фоне более или менее спокойной складчатости вырисовываются более сложные складчатые структуры, развитые наиболее широко в периферических частях купола.

В.Л. Дук [50] первоначально установил два цикла складчатых движений, в каждом из которых существовало несколько стадий деформации, носящих сначала складчатый, а затем разрывной характер. Первым цикл складчатости происходил в условиях гранулитовой фации, а второй – при переходном от гранулитовой к амфиболитовой. В последние годы в результате проведения детальных геолого-тематических работ под руководством В.Л. Дука было выделено восемь этапов, последовательно наложившихся друг на друга деформации, которые имели здесь место после отложения федоровской свиты, залегающей с региональным структурным и стратиграфическим несогласием на породах верхнеалданской свиты (Дук и др., 1975; Кицул, 1979). Наряду со складчатостью, породы, слагающие центральную часть Алданского кристаллического массива, испытали жесткие дислокации, выразившиеся в образовании мощных линейных зон бластомилонитизации и катаклаза в условиях амфиболитовой фации. Эти зоны бластомилонитов, которые слагают ряд глубинных разломов, пересекающих центральную часть массива в северо-западном и северовосточном направлениях, связаны с блоковыми движениями, завершившими формирование сложной складчатой области этого региона.

Процесс ультраметаморфизма и интрузивной деятельности на территории центральной части Алданского массива получили очень широкое распространение. Во многих районах этого региона на значительных площадях развиты поля гранито-гнейсов с многочисленными телами гранитов различного состава. Такие участки с наиболее интенсивным проявлением процессов ультраметаморфизма получили название полей гранитизации (Максимов, Угрюмов, 1966).

На первом этапе изучения процессов ультраметаморфизма и интрузивной деятельности Ю.К. Дзевановский (1946) подразделил гранитоиды на следующие возрастные группы (от древних к молодым); І) плагиограниты и гранодиориты,2) мясо-красные биотитовые и амфиболовые граниты, 3) аляскиты.

Позднее на основании возрастных взаимоотношений метасоматитов и гранитоидов последние были разделены Н.Г. Судовиковыи 1956) на образования первой и второй эпох диастрофизма. К первой эпохе были отнесены плагиограниты, биотитовые, амфиболовые граниты и аляскиты, ко втором – аляскиты и гранит-пегматиты.

В.А. Рудник (1968, 1975) предложил новую схему последовательности образования гранитоидов Алданского массива. В пределах площади развития иенгрской серии он выделил две эпохи гранитообразования. Наиболее ранними гранитоидами (1 этап) первой эпохи являются чарнокиты прединверсионной стадии. Основная же масса гранитоидов образовалась в инверсионную стадию (второй этап) первой эпохи. Образование их происходило в регрессивных условиях, в режиме между гранулитовой и амфиболитовой фациями и в режиме роговообманково-биотитовой температурной ступени.

Ранний прединверсионный этап гранитообразования второй эпохи устанавливается по

изменению минеральных парагенезисов амфиболитовой фации. Гранитообразование инверсионной стадии втором эпохи имело регрессивный характер. В Алдано-Типмтонской области оно происходило в условиях амфиболитовой фации и развивалось в результате метасоматической гранитизации, контролируемой зонами разломов.

1.2. Апатитовая специализация Алданской металлогенической провинции

Апатитопроявления на Алданском щите известны сравнительно давно, но апатитовая минерализация здесь в течение многих лет изучалась попутно при исследовании других видов минерального сырья, главным образом, в петрографическом и минералогическом аспектах.

Сведения по петрографии и минералогии апатитсодержащих пород из различных комплексов щита проводились Д.П. Сердюченко (1960), А.А. Арсентьевым (1968), А.А. Гоголевым (1968), А.А. Маракушевым (1968), А.М. Корчагиным (1966, 1968), М.А. Лицаревым (1961), А.М. Ленниковым (1968).

Специализированные поисковые и научно-исследовательские работы на апатит на Алданском щите начались после открытия в 1972 г. геологами Тимптоно-Учурской ГРЭ Селигдарского апатит-редкоземельного месторождения.

1.2.1. Металлогения апатитоносных геологических комплексов

Первое систематическое обобщение апатитоносности Центрально-Алданского района было выполнено в 1974 г. (Журавель и др., 1974). В 1975 г. рядом авторов (Энтин и др., 1975; Смирнов и др., 1975; Егин и др., 1975) было сделано обобщение по металлогении апатитоносных геологических комплексов Алданского щита. По времени формирования апатитоносных комплексов на щите А.Р. Энтин (1975) выделил архейскую, нижнесраднепротерозойскую, верхнепротерозойскую и мезозойскую металлогенические эпохи. Все они, за исключением последней, являются продуктивными. Ниже приводится их описание по данный А.Р. Энтина и Ю.В. Киселева (1976).

В архейскую металлогеническую эпоху апатитоносными являются следующие магматические формации: габбро-плагиогранитная, мигматитов амфиболитовой фации (соскладчатых гранитов), постскладчатых гранитов, габбро-пироксенит-перидотитовая и анортозитовая.

В центральной западной части Унгринско-Тимптонского И синклинория с постмагматической габбро-плагиогранитной формации деятельностью связано формирование регионально распространенных железорудных магнезиальных скарнов, приуроченных к обогащенным карбонатными породами горизонтам федоровской свиты. С этим же процессом сопряжено образование широко распространенных архейских контактово-метасоматических магнезиально-скарновых апатитосодержащих железорудных месторождений борат-магнетитовой рудной формации. Обогащенные апатитом участка рудных полей устанавливаются в местах широкого развития апоалюмосиликатных паргасити флогопитсодержащих минеральных парагенезисов железорудных магнезиальных скарнов.

Порода формации соскладчатых гранитов амфиболитовой фации широко распространены в пределах Алдано-Тимптонского мегаблока центральной части щита и приурочены к купольным структурам. В пределах купольных структур основные массы пород формации сосредоточены в участках полей гранитизации Якокут-Ыллымахского, Хатыминского и Нимнырского полей гранитизации, где развиты флогопитоносные апатитосодержащие магнезиально-скарновые месторождения (Лицарев и др., 1961). Они большей частью содержат апатит лишь в небольших количествах. Отдельно на Оюмракское, Керакское, Лево-Южно-Нимнырское флогопитовых месторождениях отмечаются повышенные содержания апатита, приближающиеся к промышленным.

Породы габбро-пироксенит-перидотитовой фориации устанавливаются в южной части Алдано-Тимптонского мегаблока, где они слагают ряд дифференцированных массивов

площадью 10–15 км². Апатитовое оруденение ассоциируется с титаномагнетитовой минерализацией, приурочиваясь к пироксенитам.

Анортозитовая формация на Алданской щита представлена крупными массивами (Геранский, Каларский). Данные массивы по химизму и петрологии в общих чертах аналогичны Джугджурскому массиву на одноименном хребте, в котором отмечаются промышленные скопления апатитовых руд.

В раннепротерозойскую металлогеническую эпоху образовалась многочисленные апатитопроявления явно метаморфогенного типа, которые локализуются в пределах федоровской свиты, и множество апатитопроявлений апатит-карбонатных метасоматитов селигдарского типа контролируемые разрывными нарушениями.

В позднепротерозойскую металлогеническую эпоху сформировались комплексные апатит-редкоземельные месторождения, связанные с массивами ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов (Арбарастах, Ингили).

1.2.2. Апатитоносностъ Центрально-Алданского и сопредельных районов

Специализированные геолого-поисковые работы масштаба 1:25 000 – 1:10 000 (Тунгусов и др., 1976, 1978, 1979; Энтин и др., 1979), проведенные в пределах центральной части Алданского щита в период 1972–1982 гг. (участником которых был и автор), выявили ряд перспективных апатитопроявлений.

В результата этих работ определена Нимнырская апатитоносная структурнометаллогеническая зона площадью 4800 км² (рис. 2), которая пространственно совпадает с Хардогасмким синклнорием фемического профиля субмередиального простирания. В границах Нимнырской зоны выделены Селигдарское апатитоносное поле и ряд потенциальных полей – Нимнырское, Нимгерканское, Инаглинское и другие. Структурная позиция полей и рудных объектов характеризуется приуроченностью к узлам пересечения разломов диагональной системы. Всего к настоящему времени выявлено более 140 апатитопроявлений, в том числе Селигдарское и Тигровое местородения апатит-карбонатных руд. По части апатитопроявлен й на Нимнырском, Нимгерканском, Инаглинском полях проведены общие поиски. В большинстве случаев это незначительные по параметрам жильные тела (длина – первые десятки и сотни метров при мощности – в первые метры – десятки метров), что обуславливает их отрицательную оценку. Исключения составляют проявления Селагдарского типа такие как Нирянджа, Тунгустах, Мустаалах, Осенный Лист, Дорожный, Капля, Трубка, Усть-Чульман, для которых требуется оценка на глубину.

Среди руд вышеописанных проявлений выделяются следующие минералогические разновидности: апатит-гематит-карбонатные, апатит-гематит-кварцевые, апатит-доломитовые, апатит-кварц-баратовые, апатит-хлоритовые, апатит-калишпатовые. Апатит-гематит-карбонатная имеют ведущее значение ввиду наибольших масштабов и интенсивностей оруденения. По технологическим характеристикам они относятся к довольно бедным (P₂O₅ – 3,5–9,0%) и труднообогатимым.

Кроме Центрально-Алданского района потенциально апатитоносными является Верхне-Тимптонский и Сутамский районы.

Верхне-Тимптонский район расположен а верхнем течении р. Тимптон, вблизи северного и южного флангов Чульмансксй угленоснойвпадины, Здесь известны мелкие проявления апатита в устье р. Чульман, в бассейнах р. Беркакит, Бишь и верхнего течения р. Унгра. В районе при геологической съемке масштаба 1:50000 Южно-Якутской ГРЭ обнаружено несколько древних (архей?) массивов габбро-плагиогранитной и базитгипербазитовой формации с апатитовом минерализацией, которые по ряду минералогопетрографических признаков близки к породам Ошурково и Укдуски.



Рис.2. Схематическая структурно-металлогеническая карта центральной части Нимнырской апатитоносной

структурно-минералогенической зоны масштаба 1 : 1 000 000 (Энтин, Киселев, 1976ф) 1 – рыхлые отложения долин рек неоген-четвертичного возраста; 2 – терригенно-карбонатные (венд) и песчанистые (нижняя юра) отложения платформенного чехла с пластовыми интрузиями мезозойского магматического комплекса; 3 – гранито-гнейсовая формация пигматитов амфиболитовой фации; 4 – карбонатно-гранулитовая формация с маркирующими горизонтами известковых пород (федоровская свита Джалтулинской серии); 5 – высокоглиноземистая гнейсовая формация (нимнырская свита иенгрекой серии); 6 – кварцито-гнейсовая формация с маркирующими горизонтами кварцитов (верхнеалданская свита иенгрекой серии); 7 – разломы архейского заложения; а – установленные, б – предполагаеше; 8 – геологические границы; 9 – граница Нимнырской апатитоносной структурно-минералогической зоны; 10 – рудные поля (I – Селигдарекое, II – Нимгерканское, III – Нимнырское, IV – Мустахское, V – Инаглинское, VI – Керакское, VII – Южно-Нимнырское); 11–13 – генетические типы проявлений апатита (11 – магматический, 12 – метасоматический, 13 – магнезиальных скарнов); 14–18 – рудные формации (14 – апатитовая, 15 – апатиткварцевая, 16 – апатит-мартит-карбонатная, 17 – апатит-флогопитовая, 18 – апатит-магнетитовая); 19–22 – промышленные типы апатитовых месторождений (19 – крупные, 20 – средние мелкие, 21 – проявления, 22 – точки минерализации) По результатам ревизионных работ, произведенных автором летом 1982 года на апатитопроявлении Бишь (Киселев, 1975) подтвердилось наличие оруденения и по совокупности имеющихся материалов выделено бишинское апатитосное поле. Здесь на площади 30 км² встречено более 15 тел апататоносных амфиболитмзированных пироксенитов мощностью до 150–200 м при протяженности до 500–600 м. Содержание P₂O₅ в них от 1,21 до 6,97% (среднее по 20 пробам 3,20%). Состав пород – апатит-пироксеновы, апатит-скаполит-пироксеновый и апатат-флогопит-пироксеновый. Они относятся к бедным, но легко обогатимым рудам, что дает большое преимущество в экономике по сравнению с труднообогатимыми карбонатными разновидностями Селигдарсках руд.

Определенный интерес представляяет в настоящее время наименее изученным в отношении апатитоносности Сутамский район. Район расположен в бассейнее верхних течений рек Сутама и Гонама в зоне алияния Южно-Алданского краевого шва. Перспективы района определяются наличием рудоносных комплексов – габбо-анортозитоввх массивов, массивов основных пород базит-гипербазитовой формации, серпенттин-хлоритовых метасоматитов с апатитовой и редкоземельной минерализацией.

Таким образом, приведенный обзор показывает, что в пределах Алданского щита развиты различные генетические типы апатитовой минерализации. Эти данные расширяют сложившиеся представления о иньаллогениеской специализации Алданского щита (Магакьян, 1969; Дзевановский, 1960) и позволяют представить его в качестве перспективной апатитоносной провинции (Смирнов, Энтин, 1976).

Глава 2. Основные черты геологического строения Селигдарского месторождения апатита

2.1. Позиция и общая характеристика Селигдарского и Тигрового месторождений апатита

Селигдарское месторождение апатита расположено в 30 км к югу от г. Алдана, старейшего и наиболее развитого административного районного центра Якутской АССР. Находится оно в верховьях р. Селигдар, правого притока р. Алдан.

Селигдарское рудное поле, включающее Селигдарское, Тигровое месторождения апатита и ряд апатитопроявлений, охватывает площадь верховьев рр. Селигдар и Томмот с их притоками Тигровый, Чулковский, Комаринный, Черемшанный. Эта площадь в виде полосы шириной 6–7 км и длиной около 20–25 км протягивается в северо-западном направлении (рис. 3). Селигдарское рудное поле входит в состав Аддано-Тимптонской субпровинции Алданской металлогенической провинции и приурочено к Нимнырской структурно-минерагенической зоне, которая совпадает с Хардогасским синклинорием фемического профиля – структурой первого порядка (Энтин, Киселев, 1976ф). На площади этой зоны преимущественным развитием пользуются гнейсы верхнеалданской и федоровской свит иенгрской серии архея, которые первоначально были метаморфизованы в условиях гранулитовой фации, а затем диафторированы в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. С этапом диафтореза амфиболитовой фации связаны в регионе гранитизация этих пород, проявившаяся как в виде образований грубосогласных полей мигматизации так и линейных секущих тел.

На пенепленизированной поверхности архейских образований почти горизонтальна залегают осадочные отложения венда, образуя верхний структурный ярус. Платформенный магматизм проявлен в региона повсеместно и представлен кольцевыми вулкано-плутонами, а также штоками, пластовыми интрузивами и дайками щелочных и щелочноземельных пород позднеюрского – раннемелового возраста.

Селигдарское месторождение апатита представляет собой единое крупное рудное тало с параметрами на дневном поверхности 1,6×2,2 км (рис. 4). На глубину оруденение прослежено буровыми скважинами до 1660 м (рас. 5, 6). По геофизическим данным глубина интерпретируется свыше 3 км [29, 30] и 10,5–11,5 км (по данным расчета Зубченко Е.А.). По морфологии оно представляет собой вертикально залегающий штокверк со сплошным центральным телом, разделяющимся к периферии на серии жил с постепенным разряжением последних и уменьшением их мощности. Возраст апатит-карбонатных пород ~1750 млн лет [143]. Северная часть рудного тела имеет непосредственный выход на дневную поверхность, южная – перекрыта горизонтально залегающими карбонатными отложениями нижнего кембрия и пластовыми телами сиенит-порфиров мезозойского возраста.

Тектоническая позиция месторождения определяется расположением его в узле пересечения Томмотского и Юхтинского региональных долгоживущих разломов СВ и СЗ направлений. Разрывы и трещины в пределах рудного тела выполнены брекчироваными и милонитизированными разностями руд, а также довольно частыми маломощными дайками трахитов и керсантитов.



不又-8 上上-9 ++-10 200-11 12 5-2-13 92:3-44

Рис. 3. Схематическая геологическая карта центральной части Селигдарского рудного поля масштаба 1 : 50 000. Составлена автором с использованием материалов В.А. Уютова (1982ф)

Условные обозначения к рисунку 3

1 – аллювиальные отложения речных долин неоген-четвертичных возрастов; 2 – осадочные доломиты венда; 3–4 – образования федоровской свиты джедтулинской серии архея (3 – леглиерский горизонт известковогнейсовых пород, 4 – любкакайский горизонт гнейсов осадочного состава, 5 – медведевский горизонт – известково-гнейсовых пород); 6 – образования верхней подсветы нимнырской свиты иенгрской серии архея (гнейсовый комплекс с маркирующими гранат- и графитсодержащими гнейсами); 7–9 – мезозойские магматические образования (7 – массивы шонкинитов, 8 – Томмотский массив центрального типа, сложенный целочными сиенитами, 9 – пластовые интрузии сиенит-порфиров); 10 – архейские лейкократовые граниты, гранито-гнейсы; 11 – раннепротерозойские апатит-карбонатные метасоматиты; 12 – раннепротерозойские приразломные диафториты амфиболитовой фации; 13 – границы геологические: а – установленные, 6 – предполагаемые; 14 – разрывные нарушения; а – установленные, б – перекрытые аллювиальные отложениями



Рис. 4. Схематическая геологическая карта Селигдарского месторождения апатита (платформенный чехол снят) Условные обозначения к рисунку 4.

1 – архейские метаморфические породы (гнейсы основного состава в различной степени гранитизации); 2 – флогопитовая оторочка апатит-карбонатных руд по контакту с вмещающими силикатными породами архея; 3 – апатит-силикатные руды; 4 – апатит-силикат-карбонатные руды; 5 – апатит-кварц-доломитовые руды; 6 – глубинные апатит-доломитовые руды; 7 – образования гематит-карбонатной стадии (рудная и серпентингематит-хлоритовая брекчии); 8 – участки хлоритизации стадии зеленосланцевого диафтореза; 9 – жильные тела апатит-кальцтовые руд; 10 – разрывные нарушения; 11 – геологичесие границы; 12 – скаажины: а – на разрезах, б – проекции на разрез; 13 – номер скважины (в скобках номер скважины, спроецидрованной на

разрез)



Рис. 5. Продольный геологический разрез А–Б Селигдарского месторождения апатита. Условные обозначения см. рис. 4



Рис.6 Поперечный геологический разрез В–Г Селигдарского месторождения апатита. Условные обозначения см. рис. 4

По месторождению произведен оперативный подсчет запасов по параметрам утвержденных временных кондиций. Глубина подсчета принята в пределах проектного карьера 500 м (горизонт +370). В виду отсутствия подобных месторождений в практике общесоюзной разведки были проведены опытно-методические работы по обоснованию разведочных параметров, в первую очередь, разведочной сети. Автокорреляционный анализ подсчетных параметров по характеристичным направлениям дал их закономерное изменение, причем расстояние нулевой корреляции по линии Іб-Іб составляет 101-408 м, по линии A-A - 138-168 м, то есть превышает 100 м [11]. В соответствии с этим сеть 100×100 м удовлетворяет требованиям категории В, а сеть 200×200 м, имеющая погрешность аналогии (рассчитанной по методу разряжения) удовлетворяет точности категории С₁. Запасы категории C₁ оцениваются в 110-112 млн т P₂O₅ при среднем содержании P₂O₅ - 6,72% и коэффициенте рудоносности – 0,68 [90]. В непосредственном близости от Селигдарского месторождения находится отличное по морфологии, но единое по генетическому типу Тигровое месторождение апатита, расположенное в 1 км к северо-западу от Селигдара [9]. Оно представляет в плане типичный штокверк, образованный серией крупных кулисообразных жильных тел северо-восточного простирания (рис. 7). Мощность жильных тел от 10 до 100 м, протяженность от 10 до 100 м. В местах пересечения жил образуются раздувы. В южной части жилы сливаются в сплошной рудный столб (200×300 м). месторождение разбурено до глубины 400 м; при существующих кондициях запасы Р₂О₅ категории С₂ составляют 14,3 млн т при среднем содержании 6,56% и коэффициенте рудоносности – 0,52.

2.2. Вмещающие породы

Селигдарское и Тигровое месторождения вмещают архейские глубоко метаморфизованные кристаллические породы, представленные различными по составу гнейсами, реже мраморами и кальцифирами.

Гнейсы представляют собой плотные порода темно-зеленого, зеленовато-серого цветов с массивной, реже гнейсовидной текстурой. Порода сложены плагиоклазом (30–50%), амфиболом (5–15%), биотитом (5–15%), графитом (0–5%). Из акцессорных минералов встречаются альмандин, магнетит, апатит, турмалин и циркон.

Среда гнейсов выделены биотитовые, биотит-амфиболовые, амфиболовые, диопсидовые и графитсодержащие разности, отличающиеся только по количественным соотношениям темноцветных минералов. Основную же массу кристаллических пород слагают плагиоклаз, микроклин и кварц. Структура пород гранобластовая, в биотитовых разностях лепидогранобластовая.

Плагиоклаз по результатам измерений на федоровском столике относится к андезину (N = 44-46).

Амфибол является, судя по оптическим свойствам, обыкновенной роговой обманкой: cNg = 21–22°.

Пироксен относится к ряду диопсид–геденбергит с содержанием железистого компонента около 20% (сNg = 42–44°).

Биотит образует чешуйки, пластинки, иногда вытянутые в одном направлении. Часто он замещает амфибол и пироксен.

Кристаллические породы фундамента вмещают тела магматических пород, в различной степени метаморфизованных. Они представлены ортоамфиболитами архейского (?) возраста, и раннепротерозойских кварц-ортоклаз-плагиоклазовах пород.



Рис.7 Схематическая геологическая карта Тигрового месторождения апатита и его продольный разрез по АВ

Условные обозначения к рисунку 7.

1 – архейские метаморфические порода (федоровская свита нерасчлененная); 2 – раннепротерозойские апатиткарбонатные метасоматиты; 3 – вендские осадочные доломиты юдомской свиты; 4 – мезозойские пластовые интрузии сиенит-порфиров; 5 – аллювиальные отложения долины руч. Тигрового неоген–четвертичного возраста; 6 – геологические границы: а – установленные, б – предполагаемые; 7 – разрывные нарушения: а – установленные, б – перекрытые аллювиальными отложениями; 8 – контуры тел апатит-карбонатных метасоматитов по вторичным ореолам рассеяния; 10 – скважины: а – на плане, б – на разрезе

Ортоамфиболиты образует ряд секущих даек мощностью от единиц до сотен метров при протяженности от 50–100 м до 1–2 км. Их особенностью является повышенное содержание P_2O_5 до – 2–3% и MgO – 12–14%, что указывает на возможную их роль как первичного субстрата руд, в которых эти слабоподвижные ингредиенты являются ведущими. Дайки амфиболитов фиксируются в виде удлиненных положительных магнитных аномалии, окаймляющих Селигдарское и Тигровое месторождения (Белев, Боярко и др., 1980ф).

Ортоамфиболиты представляют собой массивные крупнозернистые породы, сложенные почти нацело обыкновенной роговой обманкой.

В южной части Селигдарского рудного поля прослежен маркирующий разрез медведевского горизонта, представленный диопсидовыми, амфибол-диопсидовыми гнейсами с прослоями мраморов, кальцифиров, магнезиальных и известковых скарнов. Структурное положение этого горизонта, а также наличие к игу от него графитсодержащих и гранатсодержащих гнейсов, характерных для нимнырской свиты, предопределило отнесение собственно вмещающих Селигдарское месторождение пород к федоровской свите. Однако, процесс биотитизации, связанный с регрессивным метаморфизмом эпидот-амфиболовой фации в зонах разломов, привел к площадному нивелированию минерального состава гнейсов района месторождения и сделал невозможным фациально-минералогическое картирование метаморфических пород и корреляцию с известным разрезом иенгрской серии. В пределах Селигдарского и Тигрового месторождений вмещающие породы условно отнесены к федоровской свите без расчленения на горизонты.

До отношению к вмещающим метаморфическим породам контакты рудных тел варьируют от несогласных резкосекущих до согласных со сланцеватостью (полосчатостью). В ряде случаев устанавливаются контакты сложной формы (извилистые, заливообразные, карманообразные). Вокруг месторождения в интервале до 2 км гнейсы интенсивно окварцованы.

На флангах основного рудного тела непосредственно в интервале от первых десятков до первых сотен метров кристаллические породы архея интенсивно карбонатизированы, хлоритизированы, гематитизированы, эпидотизированы. Околорудные измененные породы характеризуются повышенным содержанием P_2O_5 (до 1–2% по сравнению с 0,01–0,2% в неизмененных породах), образуя ореол до 2 км вокруг месторождения.

Развитые в районе месторождения платформенные образования с резким угловым несогласием перекрывают архейские породы, а в юго-восточной части – основное рудное тело. В центральной и северо-западной частях рудного тела платформенные отложения эродированы, сохраняются в опущенных тектонических блоках, а также участвуют в образовании карстовых брекчий. Платформенные отложения на месторождении представлены терригенно-осадочными образованиями юдомской свиты, имеющей вендский возраст. Нижняя часть разреза юдомской свиты образована песчаниками и гравеллитами, иногда содержаниями обломочный апатит сургучной окраски и слабоокатанные фрагменты апатитовых руд. Выше по разрезу развиты серые и темно-серые доломиты с отдельными прослоями известковистых, глинистых и песчанистых доломитов. Завершается разрез доломитами и известковыми доломитами серого, желтовато-серого, зеленовато-серого цвета, плитчатыми И массивными. мелко-И тонкозернистыми. Суммарная мощность платформенных отложений по данным бурения около 130–150 м [9ф].

Одной из характерных геологических особенностей Селигдарского месторождения является наличие внутри толщи рудных образований много ниже платформенного чехла различных по размерам тел осадочных пород – кварцевых песчаников и гравеллитов, реже песчанистых брекчии.

Кварцевые песчаники представляют собой мелко и среднезернистые породы массивного сложения желтого или зеленовато-серого цвета. Цемент (20–40% от объема породы) состоит из мелкозернистого карбоната, реже представлен регенерированным кварцем, или каолинит-гидрослюдистым материалом, в единичных случаях – гематитом. В качестве достоянной примеси в цемента присутствует хлорит. Обломочный материал составляет 60–75% объема породы и распространен в породе равномерно. Он сложен гравийными зернами и гальками кварца, а также кристаллами апатита и их обломками. Количественные соотношения апатита и кварца непостоянны. Часть гравийных зерен представлена доломитом, апатит-доломитовой рудой или кварц-серпентиновыми агрегатами. Кварцевые зерна и галька имеют различную степень окатанности. Размер зерен колеблется в пределах от 0,5 до 5 мм. Гравеллиты от песчаников отличаются только размером зерен.

Доломиты представлены микрозернистой породой серого, желто-серого и зеленоватого цвета, полосчатой или пятнистой текстуры, что обусловлено неравномерным распределением алевролитовой и псаммитовой примеси.

Песчанистые и доломитовые брекчии состоят из различных обломков, сцементированных песчаниками, гравеллитами или тонкозернистым доломитом. Обломки размером от долей см до 10–15 см различной формы представлены апатит-доломитовой рудой, доломитами.

По распространенному положению эти «экзотические» породы приурочены к зонам тектонических нарушений, они постоянно ассоциируют с брекчированными рудами, часто участвуя в составе последних в виде обломков. Для этих пород также характерна сильная неравномерность гранулометрического состава далее в небольших объемах образцов керна скважин, что указывает на нестабильную динамику среди отложения, включающая в себе весь спектр условий сортировки материала от псефитов до пелитов. Эти факты, а также морфология обломков в доломитовых брекчиях, наличие в них деформационно-оползневых текстур позволяют утверждать карстовую природу «внутрирудных» песчаников и доломитов. Т.Н. Перозио и Н.Т. Мандриковой (1982ф) при изучении этих пород описаны доломиты замещения по водорослевым (пеллетовым, онколитовым и оолитовым) породам, а которых найдены остатки гравинеды и проулопоры. Ими же наблюдались подобные парагенезисы в вендских отложениях разрезов платформенного чехла на месторождении, а также известных амгинского и патомского разрезов. Соответственно возраст палеокарста посткембрийский.

Для Селигдарского месторождения характерно также наличие коры выветривания, что отмечено еще Е.К. Герасимовым [31, 32]. Она проявляется в виде линейных зон пустотами, карстообразования с заполненными дезинтегрированными рудами И пространственно связанных с разрывными нарушениями, а также в виде образований кавернозных пористых разностей руд повсеместно в верхнем части месторождения. Ширина линейных зон по геологическим и геофизическим данным от 50 до 200 м, глубина обнаружения дезинтегрированных разностей руд – до 350-400 м. Область распространения выщелоченных руд определяется до глубины 400–500 м, что согласуется с базисом эрозии р. Алдан и сменой химического состава подземных вод на глубинах 500-600 м с ультрапресных гидрокарбонатно-сульфатных магниево-кальциевых зон аэрации на соленые хлоридные натриево-кальциевые застойной метаморфической природы (Пискунов, Боярко, 1982).

Дезинтегрированные руды, выполняющие разрывные нарушения, по химическому составу соответствуют вмещающим их монолитным рудам и характеризуются лишь рыхлым агрегатным состоянием. Близ поверхности они представлены более неравномерными образованиями: грубообломочной (валуны, глыбы) и средне- и мелкообломочной (щебень, песок, алеврит) размерности, что указывает на частичные их перемещения и сортировку.

В южной части рудного тела, перекрытой породами платформенного чехла, вскрываются маломощная площадная древняя кора; выветривания. Состав подобных рудных образований – гематит-кварц-карбонатный. Мощность их не более 1–40 м. Цвет буроватосургучный, текстура пятнистая, структура – крупнозернистая песчаникового облика. Слабоокатанные обломочные зерна разной сортировка составляют 80–90% объема порода и представлены кварцем, апатитом, сложен ожелезненным доломитом, участками – каолинитгидрослюдистым агрегатом или агрегатом гематита и гидроокислов железа.

Породы мезозойского магматического комплекса В районе Селигдарского месторождения слагают пластовые интрузивы щелочноземельных сиенит-порфиров в пределах субгоризонтально залегающего платформенного чехла и серии даек щелочного и щелочноземельного ряда., выполняющих трещины отрыва мезозойских и подновленных в мезозое разрывов. Вмещающими породами последних являются как породы кристаллического фундамента, включая и апатит-карбонатные породы Селигдара, так и образования верхнего структурного этапа, представленного осадочными доломитами нижнего кембрия и пластовыми телами сиенит-порфиров.

Дайковый комплекс образован роговообманковыми сиенит-порфирами, щелочными биотитовыми, сферолитовыми трахитами, породами группы шонкинитов – мезократовых щелочных сиенитов. Эти породы определены макроскопически по степени раскристаллизованности, морфологии и минеральному составу порфировых выделений, а по химическому составу они близки и представляют собой лишь фациальные разновидности. Это подтверждается многочисленными фактами наличия в одном дайке двух или трех разновидностей с постепенным переходом между ними.

Текстура дайковых пород порфировая, сферолитовая, трахитовая. Структура основной массы тонко-, микрозернистая. Основная масса представлена лейстами ортоклаза с примесью стекла, Лейсты образуют сноповидные агрегаты, иногда концентрируется в радиально лучистые сферолитовые агрегаты размером 5–10 мм в диаметре. Порфировые выделения размером 1–5 мм, в количестве 1–2 до 60%, представлены микроклином, роговой обманкой, биотитом, кварцем, магнетитом. В породах группы шонкинитов – щелочных мезократовых сиенитов фемаческая часть породы, составляющая 20–50%, представлена, главным образом, клинопироксеном; резко подчиненное но все же породообразующее значение имеют биотит и магнетит. Постоянную, но в целом несущественную примесь составляет оливин (от единичных зерен до первых %). Салическая составляющая часть породы представлена калинатровым полевым шпатом, мощность даек составляет 0,1–20,0 м, протяженность – десятки, реже сотни метров. В рудном теле Селигдарского месторождения дайковые породы занимают не более 1% объема.

Пластовые интрузии представляют собой пластообразные и линзообразные тела, залегающие субгоризонтально в толще нижнекембрийских доломитов, согласно с ними и по контакту с кристаллическим фундаментом. Мощность тел 10–40 м. Представлены они роговообманковыми и авгит-роговообманковыми сиенит-порфирами.

2.3. Особенности тектоники Селигдарского месторождения

Геологическая позиция и строение месторождения неоднократно описывались в ряде публикаций [17, 29–32, 105–110, 138–145, 179], где, в первую очередь, выделялся тектонический фактор локализации руд. Месторождение приурочено к зоне пересечения двух долгоживущих глубинных разломов архейского заложения. Образование апатит-карбонатных руд происходило метасоматическим путем вдоль тектонически ослабленных зон разрывов. Зона разлома сопровождаются сериями оперяющих разрывов практически всевозможных направлений. Расшифровка рудоконтролирущих структур месторождения становится возможной при использовании тектонофизического структурного анализа.

Автором [11] проведено исследование элементов залегания микротрещиноватости и вторичной полосчатости, прежде всего их сопряженных систем. По сопряженный системам были реконструированы ориентировки палеотектонических напряжений минимального (σ_3), алгебраически среднего (σ_2) и максимального (σ_1). Пересчет произведен по методике П.З. Гзовского (1960) с применением ЭВМ «МИР-1». Проведенные исследования показывают, что современная структура рудного поля сформировалась в три основных этапа: позднеархейский-раннепротерозойский, раннепротерозойский и мезозойский.

В позднеархейские-раннепротерозойский этап была сформирована общая структура рудного поля. Для него характерно однородное субгоризонтальное, палеотектоническое поле напряжений (рис. 8), при котором сжимающие усилия были ориентированы в меридиональном направлении (азимут падения – 185°, угол падения 5°) и растягивающие усилия – в широтном направлении (азимут 280°). Подобное доле напряжении способствовало формированию сетки разрывов двух направлений с простиранием 310-360 и 210-250°. По кинематике такие разрывные нарушения представляют собой ложные сдвиги [38]. выполнены они тектонитами, местами калиевыми И кремне-калиевыми метасоматитами. Время формирования структуры этого этапа по породам-выполнителям можно отнести к становому диастрофизму 3,3-2,6 млрд. лет [38,76].



Рис. 8 План палеотектонических направлений Селигдарского апатитоносного поля в позднеархейскийраннепротерозойский этап

архейский метаморфический комплекс фундамента; 2 – платформенный чехол; 3 – апатит-карбонатные метасоматиты (Селигдарское месторождение); 4–6 – породы мезозойского магматического комплекса (4 – Томмотский массив центрального типа, сложенный щелочными сиенитами, 5 – штоки шонкинитов); 6–8 – траектории осей напряжения; 6 – максимального (σ1); 7 – алгебраически среднего (σ₂); 8 – минимального (σ₃); 9 – геологические границы; 10 – контур Селигдарского месторождения под платформенным чехла

В раннепротерозойский этап была сформирована структура самого месторождения. На составленной схеме поля напряжении для этого периода оси главных нормальных напряжении, максимальных и минимальных, располагаются радиально относительно области, находящейся в центральной части месторождения (рис. 9). Оси алгебраически максимальных главных напряжений располагаются круто с центральным падением (80–65°), а над центральной областью – вертикально. Оси алгебраически минимальных главных напряжений ориентированы периклинально-полого над центральной областью (0–5°) и круче (20–30°) по периферии месторождения.

На основании фактического поля напряжения обрисовывается картина внедрения сферической вершины интрузивного тела в упругое полупространство на глубине 0,5–1,5 км от современной поверхности. Интрузии центрального типа конформно тело конечного продукта, рудного метасоматоза – апатит-доломитовой разновидности руд с куполовидной вершиной на глубине 400 – 600 м от дневной поверхности (рис. 5, 6). Форма штокообразного тела под месторождением, подвергшегося рудному замещению, подтверждается данными гравиметрической съемки с глубинами центра тяжести и нижней кромки 6 и II км соответственно.



Рис 9. План палеотектонических напряжений Селигдарского месторождения апатита в раннепротерозойский этап Платформенный чехол снят. Условные обозначения см. рис. 8

Система трещин первого и второго этапов являлось дренажной для флюидов и обусловила штокверковую структуру месторождения.

Центральная часть штокверка представляет собой слившиеся в сплошное тело метасоматические жилы и прожилки. К периферии увеличивается количество незамещенных участков вмещавших архейских пород. Здесь рудные жилы унаследовали структуры систем трещин и разрывов и образовали линейные тела по диагональным системам первого этапа и сложной каркасной морфологии – по системам второго этапа.

При решении задача о внедрении штампа в упругое полупространство [128, 146] траектории максимального тангенциального напряжения, а следовательно и трещины скалывания должны падать круто во внешнюю сторону от оси внедряющего тела. Вследствие этого рудные жильные тола должны залегать в большинстве случаев

периклинально, а не центриклинально, как рисуется сейчас большинством исследователей. Определение направления падения контактов месторождения определялось аппроксимацией кривой Δg наклонными уступами. Залегание всех контактов периклинальное, углы падения их около 85°. Время формирования структуры второго этапа определяется согласно данным радиологического возраста выполнителей разрывных нарушений – апатит-карбонатных пород – 2,0–1,8 млрд. лет.

Мезозойский этап связан с одноименным тектономагматическим циклом. Поле напряжении этого этапа характеризуется веерообразной схемой горизонтально залегающих максимальных напряжений относительно расположенного к западу от месторождения Томмотского вулкано-плутона (рис. 10).



Рис. 10. План палеотектонических напряжений Селигдарского апатитоносного поля в мезозойский этап. Условные обозначения на рис. 8.

Как и во время второго этапа, унаследовались архейские системы разрывов, которые испытали омоложение, реже образовывались новые разрывы, усложняя общую схему. Подвижки по нарушениям преимущественно вертикальные, мало-амплитудные (10–40 м). Породами выполнителями зон разрывов мезозойского этапа являются преимущественно дайки мезозойских сиенит-порфиров, сферолитовых щелочных трахитов, минетт, дамки и мелкие штокообразные тела шонкинитов.

2.4. Рудные образования. Стадийность минералообразования

Но результатам изучения минерального и вешественного состава руд Селигдарского месторожления апатита к настоящему времени выполнено большое количество производственных и научно-исследовательских работ, дозволяющих дать объективную характеристику трудных образований. Это апатит-гематит(мартит)-доломитовые, апатитдоломитовые, апатит-кварц-доломитовые, апатит-силикат-кальцитовые, апатит-кальцитовые породы с резками вариациями количественного состава основных минеральных ингредиентов. Главными минералами рудных образовании месторождения (в порядке убываний) являются – доломит, апатит, кальцит, кварц, гематит (мартит). В составе руд присутствуют также флогопит, хлорит, серпентин, эпидот, псевдофорстерит (нацело замещенный агрегатами хлорита и серпентина или гематита и карбоната), тальк, гипс, ангидрит. пирит, халькопирит. В виде акцессориев минералогическими И петрографическими методами установлены: сфен,, шпинель, паргасит, диопсид, скаполит, циркон, монацит, турмалин, рутил, топаз и другие минералы.

Первые попытки систематизировать стадийность минеральных ассоциаций Селигдарского месторождения были предприняты ФЛ. Смирновым (1976). Он выделил пять стадий: безрудных кальцитовых карбонатитов, рудных кальцитовых карбонатитов, доломитовых карбонатитов богатых апатитом, доломитовых карбонатитов безрудных и завершающей кварц-калишпатовой.

Произведенный нами анализ накопившихся к настоящему времени фактических данных на основе множества наблюдений взаимоотношений минералов и минеральных ассоциации выявил иную модель эндогенного минералообразования Селигларского месторождения апатита (рис. 11). Всего выделено три этапа минералообразования: позднеархайско-раннепротерозойский, среднепротерозойский и мезозойский, связанные с одновозрастными эпохами тектономагматических активизаций в регионе. К первому этапу отнесены четыре стадии: кварц-плагиоклаз-ортоклазовая, апатит-карбонатная, сульфатная, гематит-карбонатная. Апатит-карбонатная, кроме этого, разделена на три зоны метасоматической колонки (вторая и третья, в свою очередь, разделена на две фации каждая). Во второй этап включены стадии: кварц-альбит-микроклиновая и зеленосланцевого диафтореза. К мезозойскому этапу отнесены стадия пропилитов и, с некоторой долей условности, апатит-кальцитовая.

Пространственное расположение и взаимоотношения указанных выше ассоциаций в пределах основного рудного тела Селигдара показаны на рис. 4–6.

2.4.1. Позднеархейско-раннепротерозойский этап (AR₂–PR₁)

В КВАРЦ-ПЛАГИОКЛАЗ-ОРТОКЛАЗОВУЮ (Q-Pl-Opt) стадию сформировывалась формация метасоматитов, развивающихся по лейкократовым гранитам позднеархейского возраста, вплоть до полного их преобразования, а также по вмещающим граниты гнейсам, разнообразным по составу. Как производные флюидов этой формации, рассматриваются образования слюдитов (как в виде псевдоморфоз флогопита по темноцветам гнейсов, так и в виде самостоятельных участков минерализации) и магнезиальных скарнов с флогопитовой и железорудной минерализацией (Беляев, Рудник, 1978), а также апатитового оруденения.

Q-Pl-Ort-метасоматиты слагают два крупных поля площадью в несколько квадратных километров к северу и югу от Селигдара, а также повсеместно образуют прожилковую и вкрапленную минерализацию различной интенсивности в гнейсах архея. Селигдарское месторождение апатита находится как бы на периферии этих двух полей, что имеет место и при рассмотрении структурной приуроченности флогопитовых и железорудных месторождений к флангам полей гранитизации и развивающихся по гранитам Q-Pl-Ort-метасоматитов.

	Э	Ť	Á N	ы	1	M E	T	A C	0 M	A Ť	0 3	A	
	ПОЗДНЕАРХЕЙСКИЙ - РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ. РАННЕПРОТЕРО- Войский(?) Мезозойский												
		Ĉ i	ĂZ	1 11 1		M	N H I	P A	A N	3 A	L N N		
МИНЕРАЛЫ	· · · · ·		ΑΠΑΤΙ	T-KAPEO	RAHTAI		<u> </u>	<u> </u>					
			3	Ю Н	Ы]						
	кпо		A	CK	AД	l	AH	гк	KAM	зсд	AK	ПР	
		Фл	Φ	A	I N	Ŗ		ļ					
			AC	АСД	КД	Д					•		
РОГОВАЯ Обманка Олигоклаз Ортоклаз													
КВАРЦ													
ФЛОГОПИТ							ļ						
ДИОЛСИД			<u> </u>										
ТУРМАЛИН			[
МОНАЦИТ									· ·				
ПРТИТ		1							1				
СФЕН		L											
АКТИНОЛИТ										· ·	1.°		
ТАЛЬК													
ПАРГАСИТ													
АПАТИТ						ļ		_					
КАЛЬЦИТ													
ФОРСТЕРИТ					ļ].					
MATHETHT			┢╸╺╸╺										
ШІИНЕЛЬ													
BOROMUT													
РУТИЛ									1				
ГЕМАТИТ						 -		ļ	<u> </u>				
АНГИДРИТ													
ТОПАЗ													
ПИРИТ							┝	<u> </u>	Į		┝		
микроклин											ł		
АЛЬБИТ						· ·				 	ł		
											ļ		
UEFILEN I NN 20400T							, I	ļ]		
СЕРИЦИТ								. .					
гипс								1]		
АНКЕРИТ					,	ļ		1	、				
ХАЛЬКОПИРИТ								1		1			
ГАЛЕНИТ						l		l			1		
СФАЛЕРИТ											<u> </u>		
ПРИВНОС	K,Si, Al	AI,K, Mg, P	P,CO ₂ , Ca, Mg	P,CO ₂ , Ca, Mg	CO ₂	CO ₂	SÓ 2	Si	K,Si, H ₂ O	H ₂ D	Ca	H ₂ O	
вынос			AI,K, Si	AI,K, Si	Fe,Al Si,K	Si,K	Fe	CO ₂ , Mg, Ca					
ТЕМПЕРАТУРА °С	600- 400			620-550			590-550		540-400	350-400	600-550	250-150	

Рис. 11. Схема минералообразования селигдарского месторождения апатита

Аббревиатуры: стадий минералообразования: КПО – кварц-плагиоклаз-ортоклазовая, Ан – ангидритовая, ГК – гематит-карбонатная, КШ – кварц-альбит-микроклиновая, Зсд – зеленосланцового диафтораза, АК – апатит-кальцитовая, Пр – пропилитовая; зон метасоматической колонке: Фл – флогопитовая, АСК – апатит-силикат-карбонатная, АД – апатит-доломитовая. Фации: двух последних зон: АС – апатит-силикатная, АСД – апатит-силикат-силикат-доломитовая, КД – кварц-доломитовая, Д – доломитовая.



Рис. 12. Общая схема парагенетических ассоциаций минералов апатит-карбонатной стадии по зонам и фациям метасоматической колонки Селигдарского месторождения (стрелками указана смена минеральных ассоциаций от периферии рудного тела к центра)

На основании вышеперечисленного по аналогии с названными месторождениями формации магнезиальных скарнов, являющимися производными Q-Pl-Qrt-метасоматитов (Беляев, Рудник, 1978), и выделена описываемая стадия. Одинаковые парагенезисы минералов апатит-силикатных руд Селигдара и флогопитсодержащих магнезиальных скарнов Центрального Алдана указывают на сходство термодинамических и химических условий образования. единую формационную принадлежность железорудной, ИХ флогопитовой и апатитовой минерализации к магнезиальным скарнам. В отношении специфичности апатит-карбонатных парагенезисов, интенсивности и масштаба карбонатного метасоматоза можно привести аналогичные примеры активизации апатит-карбонатного метасоматоза за счет преобразования протерозойских гипербазитов и эклогитов флюидами среднедевонских гранитоидов с образованием Маркопиджского месторождения апатита и других апатитопроявлений Северного Кавказа [2], формирование анкерит-доломитовых лиственитов (площадь выходов на поверхности до 2-3 км²) за счет докембрийских гипербазитов под воздействием девонских интрузивов в зоне Хемчигского разлома (Западный Саян) [117, 118].

Макроскопически метасоматиты O-Pl-Ort-стадии представляют собой массивные грубо- и крупнозернистые породы, преобладающе розоватых розовато-серых тонов окраски. До количественным соотношениям кварца (0-40%, плагиоклаза (0-100%), ортоклаза (0-100%)выделяются разности близкие сиенитам, граносиенитам, анортозитам. Типоморфные темноцветы представлены железистым флогопитом (до 5-10%), роговой обманкой (до 5%), турмалином – до 1, редко 5–10%, из акцессориев присутствуют монацит, циркон, сфен, изредка ортит. Типоморфная неравномерность зернистости Q-Pl-Opt-пород является следствием неоднократной перекристаллизации субстрата на последних этапах этом стадии. Завершается ода образованием локальных проявлений пегматитов, выполняющих разрывные нарушения аналогичного минерального состава, но, как правило, обогащенных кварцем.

АПАТИТ-КАРБОНАТНАЯ стадия является всеобъемлющей для Селигдарского месторождения. С ней связано образование доломитовых руд, соответствующих одноименным зонам метасоматической колонки этой стадии и их подзонам (фациям). На месторождении установлена грубая метасоматическая зональность, принципиальная парагенетическая схема которой от вмещающих силикатных пород архея и флогопитовую оторочку через минералогические ассоциации апатит-силикатной к кварц-доломитовой и доломитовой фациям (последняя отвечает глубинному ядру месторождения) показана на рис 12, минеральный состав в табл. 2.

Таблица	2
---------	---

Manapagara	Типы пород и руд												
минералы	1*	2	3	4	5	6							
Апатит	3,08	22,87	19,15	18,01	13,61	11,09							
Доломит	7,88	13,34	44,40	66,16	79,96	2,15							
Кальцит	1,69	10,89	2,98	1,89	0,61	70,71							
Гематит	1,33	4,35	8,76	4,70	3,67	2,02							
Флогопит	31,76	6,09	10,25	2,30	1,23	0,63							
Хлорит	17,42	5,25	6,83	1,28	0,44	0,23							
Серпентин	0,00	24,06	0,00	0,00	0,00	0,00							
Кварц	13,84	2,76	9,02	5,49	0,53	7,77							
Ортоклаз	9,28	2,11	1,40	0,61	0,59	1,10							
Количество проб в выборке	39	36	76	88	100	56							

Средний минеральный состав по стадиям минералообразования Селигдарского месторождения апатита

Примечание: Минеральный состав пород рассчитан по рядовым химическим анализам пород по методике нелинейного программирования по формульно-объемной основе с учетом фактических составов минералов Селигдарского месторождения.

1 – хлоритизированные (диафторированные) кристаллические породы архейского фундамента (биотитамфиболовые гнейсы); 2–5 – породы апатит-карбонатной стадии: 2 – апатит-силикатной фации; 3 – апатитсиликат-доломитовой фации; 4 – апатит-кварц-доломитовой зоны; 5 – апатит-доломитовой зоны; 6 – апатиткальцитовые руды одноименной стадии.

Первая – флогопитовая – зона метасоматической колонки представляет собой мономинеральную оторочку вдоль контактов апатит-карбонатных руд с силикатными породами архея. Мощность ее – первые см – первые м. Кроме этого, в направлении вмещающих гнейсов мономинеральная оторочка переходит во вкрапленную минерализацию флогопита в виде ореола мощностью до 50–100 м с постепенным снижением содержания минерала по удалению от контакта с 50–100 до 0–5%. Кроме флогопита в составе оторочки участвуют актинолит, тальк, реже паргасит, иногда образующее в участках их скопления самостоятельные оторочки и околорудную вкрапленность (наблюдается нечетко выраженная приуроченность актитолитовой минерализации к роговообманковым гнейсам). В пределах контактовой флогопитовой оторочки встречаются также образования апатита и кальцита, являющиеся скорее всего опережающей минерализации следующей зоны метасоматической колонки.

Вторая – апатит-силикат-карбонатная – зона слагает периферийные части месторождения, а также окаймляет блоки останцев вмещающих пород в главном рудном теле. Здесь выделяются две фации, идентичные по химическому составу и резко различающиеся по минеральному (см. табл. 2). Это апатит-силикатная и апатит-силикатдоломитовая разновидности руд. Последняя является ведущей в этой зоне, составляя основной ее объем, когда апатит-силикатная встречается в виде единичных фрагментов, обычно приуроченных к контактам апатит-карбонатных руд и силикатных вмещающих пород. Апатит-силикатная фация руд представлена постоянным парагенезисом: $Cal + Ap + Mgt(Mr) + Fl + For (Srp) \pm Di \pm Sp \pm Par \pm Sc.$ Макроскопически апатит-силикатные руды имеют мезо-меланократовую окраску от темно-зеленого до черного цвета, иногда пятнистую за счет светлых пятен кальцита. Структура пород средне-крупнозернистая, иногда пегматоидная, текстура массивная, пятнистая. Апатит-силикат-доломитовая фация представлена одноименным парагенезисом и характеризуется повышенным содержанием флогопита, талька, актинолита, кварца при отсутствии форстерита. Апатит-силикаткарбонатная зона является фронтальной в структуре Ca-Mg и CO₂-метасоматозов, формирующих месторождение, в результате которых при замещении вмещающих силикатных пород здесь происходит вынос Al, K, Si, что сопровождается окварцеванием, флогопитизацией внешних зон (вмещающих гнейсов, флогопитовой оторочки). Факт же наличия в пределах самой апатат-силикат-карбонатной зоны различных парагенезисов при изохимической обстановке указывает на неоднородность термодинамических условий в объеме рудного тела Селигдара. До парагенезису апатит-силикатные руды ничем не отличаются от аналогичных минералогических ассоциаций магнезиальных скарнов флогопитовых и железорудных месторождений [81, 97, 175, 176], а по месту своего нахождения они отвечают реакционной оторочке доломитового субстрата руд и силикатной основе гнейсов архея. Перечисленные особенности апатит-силикатных руд не исключают возможности формирования их в отдельную специфическую стадию, но отсутствие конкретных обосновании по имеющемуся фактическому материалу не позволяет этого сделать.

Образования третьей – апатит-доломитовой – зоны слагают центральную часть месторождения. Выделенные в ее пределах на основании различия по химизму (SiO₂, Al₂O₃) кварц-доломитовая и доломитовая фации образуют, соответственно, промежуточную и глубинную (центрального ядра) части рудного тела. Их минеральные ассоциации являются следствием прогрессирующего с глубиной углекислого метасоматоза, сопровождавшегося выносом из руд Al, Si, K и F, что обусловило окварцевание, флогопитизацию, магнетитизацию вмещающих пород, в том числе и внешних по отношению к ним зон и фаций метасоматической колонки. Состав руд доломитовой фации весьма прост – доминирующую роль здесь играют только два минерала; доломит и апатит, остальные (реликтовые силикаты и магнетит) находятся в виде примеси (до 1–2%), для кварц-доломитовой характерно несколько повышенное содержание силикатов (включая и кварц) и магнетита (мартита) – в сумме до 10–20%.

АНГИДРИТОВАЯ СТАДИЯ. Минерализация этой стадии представлена ангидритдоломитовыми и ангидрит-кальцитовыми ассоциациями, образующими густую сеть прожилков мощностью от 1-10 см до 2-3 м, а также выполняющими пустоты выщелачивания размером от 1-5 см до 1 м в поперечнике в породах апатит-карбонатной стадии. Во вмещающих месторождение кристаллических породах архея отмечаются ангидрит-гипсовые прожилки мощностью 1-15 мм. Минеральный состав образований этой стадии прост: ангидрит – 10–80%, карбонат (в участках развития апатит-силикатной фации он представлен кальцитом, в остальных случаях – доломитом) – 20–70%, гематит – до 1%, кварц – до 1%, встречаются включения апатита, пирита, топаза. Ангидрит частично или полностью замещается гипсом. Окраска минерального агрегата этой стадии разнообразная: белая, светло-серая, розовая, светло-фиолетовая, светло-зеленая; структура от мелко – до гигантозернистой, под микроскопом трахитоподобная [114]. Ангидритовая стадия является закономерным продолжением апатит-карбонатной, как следствие повышения кислотности флюидов во время предыдущей стадии в результате его кислотно-щелочной эволюции при заимствовании SO₃ за счет растворения сульфатов из образований федоровской свиты (содержащих до 15-20% ангидрита) на раннещелочных этапах. Сульфатсодержащие кальцифиры федоровской свиты вскрыты в 1-2 км к югу от месторождения и, вероятно, подсекаются рудным телом на глубине. Это подтверждается увеличением концентрации образований ангидритовой стадии на южных флангах месторождения.

Как следствие раскисления флюида на заключительных этапах апатит-карбонатной стадии, вероятно, происходил также процесс мартитизации магнетита с высвобождением части железа и отложения его в виде гематита по трещинам в апатите, карбонатах, кварце, обуславливая красноватые тона окраски. В участках развития образовании ангидритовой стадии происходил вынос P_2O_5 , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , K_2O . Это привело к почти полному исчезновению в карбонат-ангидритовых прожилках и гнездах апатита, мартита, флогопита, являющихся типоморфными для всех фаций апатит-карбонатной стадии, карбонаты, вовлеченные в процесс ангидритовой стадии, подверглись лишь перекристаллизации с очищением от примеси гематита и осветления без изменения размерности зерен. В пределах

развития апатит-силикатной фации перекристаллизовывается кальцит, в остальных – доломит; переноса MgO и CaO не происходит.

ГЕМАТИТ-КАРБОНАТНАЯ СТАДИЯ представлена карбонат-гематитовой ассоциацией, образующей связывающий цемент грубообломочных брекчий. Брекчии выполняют тектонические зоны дробления и развиты на Селигдарском месторождении апатита очень широко. Мощность их по керну от 2-3 до 50 и более метров. Для широких зон развития брекчий характерно чередование участков брекчирования с монолитными блоками пород. В плане зоны брекчирования четко отбиваются гравиметрической съемкой как узколокальные зоны раз – уплотнения шириной 100–300 м, глубиной до 300–500 м. Сложены обломками различных руд, реже безрудных метасоматитов, брекчии архейских кристаллических пород. Размер обломков брекчии от 0,5 до 25 см. Цемент представлен микрозернистой массой карбонат-гематитового состава сургучного цвета с мелкими обломками кристаллов апатита в виде вкраплений. В участках развития кварцсодержащих руд, цемент обогащен тонкозернистым кварцем. Карбонат, как и в ангидритовой стадии, унаследован от вмещающих пород; в участках развития апатит-силикатном фации от представлен кальцитом, в остальных случаях доломитом. Содержание карбоната находится в пределах от 20 до 50%. Тонкодисперсный гематит придает цементу сургучную окраску, его содержание – 50–80%. Имеются находки коломорфных агрегатов гематита в цементе в виде почковидных сферолитовых образований размером до 2 см в диаметре. Апатит встречается в виде мелких обломков размером 1-3 мм в поперечнике, часто с корродированной поверхностью. Содержание его до 3-5%. Отмечаются находки тонкой вкрапленности пирита в цементе брекчий, но не исключена его наложенная природа.

Предполагая, что дроблению подвергались преимущественно руды, слагающие обломки брекчии, этот процесс сопровождается выносом CaO, MgO, P2O5, CO2 и накоплением SiO₂, и K₂O, что способствовало обогащению цемента гематитом, кварцем. Привязка во времени гематит-карбонатном стадии после ангидридовой доказана находками обломков ангидрита в брекчиях. К гематит-карбонатной стадии необходимо отнести также милониты, которые слагают зоны мощностью от 1–2 до 10 м. Представлены они плотными тонкоперетертыми полосчатыми образованиями розовато-фиолетово-бурых цветов за счет тонкодисперсного гематита с линзовидными струйчатыми обособлениями катаклазированного апатита. Состав милонитов по рудам имеет существенно карбонатный состав с небольшой примесью апатита, мартита, кварца. Встречены также образования милонитов по внутрирудным метасоматитам существенно карбонат-кварц-гематитового состава.

2.4.2. Раннепротерозойский (?) этап (PR1)

Этот этап представлен кварц-альбит-микроклиновой стадией и ее производной – стадией зеленосланцевого диафтореза. Наложенный характер кварц-микроклиновых метасоматитов (соответствующих по Ф.Л. Смирнову кварц-калишпатовой стадии [131]) по отношению к апатит-карбонатным не вызывает сомнений, а развитие синергетичным им хлорит-серпентиновых метасоматитов стадии зеленосланцевого диафтореза по образованиям брекчий руд не сопровождающаяся тектоническими подвижками подтверждает выделенную стадийность.

КВАРЦ-АЛЬБИТ-МИКРОКЛИНОВАЯ (Q-Al-Mc) стадия представлена метасоматитами одноименной формации, макроскопически напоминающими обыкновенные граниты. Окраска пород изменяется от буровато-красной до светло-сером или зеленоватой. Структура варьирует от крупнозернистой (пегматоидной) до мелкозернистой. Текстура чаще массивная, реже встречаются элементы ориентировки минералов. До соотношению салических компонентов выделяются существенно микроклиновые разности, кварцмикроклиновые, кварц-альбитовые, кварц-олигоклазовые, кварц-альбит-микроклиновые, турмалиносодержащие кварц-альбит-микроклиновые метасоматиты. Последняя разновидность не подучила широкого распространения, прочие весьма обычны и связаны

между собой постепенными переходами. Главными породообразующими минералами являются калинатровый полевой шпат (микроклин-пертит и антипертит), альбит и кварц. Второстепенные – олигоклаз, андезин, хлорит, серпентин, серицит, турмалин. Акцессорные – апатит, магнетит, гематит. Микроклин и кварц находятся примерно в одинаковых структурных соотношениях, формируя аллотриоморфнозернистые агрегаты. В существенно микроклиновых разновидностях последний минерал часто имеет таблитчатую форму и иногда теневую «волокнистую» структуру, обусловленную параллельным расположением замещения раннего серпентина. При пересечении микроклиновыми реликтов ОТ метасоматитами карбонатных пород в зоне контакта формируется оторочка эмалевидного желтовато- золеного серпофита. На фланговых частях тел массивные кварц-полевошпатовые метасоматиты переходят в гибридные разновидности, в которых существенно преобладают серпентин и хлорит. Второстепенную роль играют эпидот, тальк, карбонат. промежуточных разновидностях увеличивается содержание альбита и микроклина, зачастую исчезают полевые шпата, уступая место кварцу в ассоциации с хлоритом и серпентином. Породы приобретают темно-серую окраску. Зерна кварца имеют характерно изометричноокруглую форму и лишены сколько-нибудь отчетливых оптических дефектов, свойственных деформированным кварцам архейских метаморфических пород и метасоматитов Q-Pl-Ortформации.

СТАДИЯ ЗЕЛЕНОСЛАНЦЕВОГО ДИАФТОРЕЗА представлена хлоритовыми, эпидотсерпентиновыми. хлоритовыми. серпентин-хлоритовыми. хлорит-серицитовыми являются ассоциациями. Фактически они результатом воздействия на глубокометаморфизованные архейские кристаллические породы флюидов Q-Ab-Mcформации в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма в пределах зон глубинных разломов, в данном случае Томмотский и Юхтинский. Проявлены они как в виде сплошных тел метасоматитов так и в виде вкрапленности различной интенсивности в объеме пород. Использование низкотемпературные растворами зеленосланцевом фации тех же проницаемых зон, что и флюиды, формирующие апатит-карбонатные метасоматиты, привело к пространственному совмещению их друг с другом с преобладанием первых в силу их регионального развития.

Хлоритовые и хлорит-серпентиновые метасоматиты нацело замещают внутрирудные блоки вмещающих архейских пород в основном рудном теле Селигдара, а также образуют вокруг него широкий ореол вкрапленной и прожилковой минерализации (400–600 м), в целом совпадающий с ореолом околорудной флогопитизации, а то же время диафториты этой стадии слагают крупные поля площадью до нескольких квадратных километров, линейные зоны различной мощности и протяженности от первых метров до километров с явной тектонической приуроченностью в пределах Селигдарского и Нимгерканского апатитоносных полей и вне связи с апатитовой минерализацией, обычно локализированной в единичных проявлениях.

2.4.3. Мезозойский этап (МZ)

Мезозойский этап выделен в связи с широким развитием в пределах Селигдарского месторождения апатита дайковой фации мезозойского магматического комплексов, представленной сиенит-порфирами и щелочными трахитами. С постмагматическими процессами связываются околодайковый метасоматоз, а также автометасоматоз лайковых пород, в результате чего выделены апатит-кальцитовая и пропилитовая стадии минерализации.

АПАТИТ-КАЛЬЦИТОВАЯ СТАДИЯ представлена одноименной минеральной ассоциацией, слагающей системы контролируемых пострудной разрывной тектоникой жил мощностью от 1–2 до 10–20 м штокверко-лестничного типа. Наблюдается пространственная приуроченность их к мезозойским дайкам щелочного состава – не исключено, что образование апатит-кальцитовых руд шло за счет дедоломитизации апатит-доломитовых разностей по контактам с этими дайками. Аналогичный процесс кальцитизации доломитов

описан А. Каххаровым [61]. Исходя и этого, апатит-кальцитовая стадия условно отнесена к мезозойскому этапу.

Апатит-кальцитовые порода представлены средне- и гигантозернистые агрегатами желтовато-серого цвета. Апатит преимущественно светло-серой окраска и не выделяется на общем фоне породы. Минеральный состав апатит-кальцитовых руд однообразен: апатит – 10–20%, кальцит – 80–90%, мартит – 1–5%, иногда присутствует кварц – до 10%. Для них характерно отсутствие типоморфных минералов ранних стадии и фаций – таких как флогопит, тальк, актинолит, тонкодисперсный гематит, ангидрит, магнезиальный хлорит.

Выделение ПРОПИЛИТОВОЙ СТАДИИ обусловлено наличием пирит-эпидотхлоритовых парагенезисов метасоматитов, развивающихся по лайковому материалу и околодайковым пространствам. Однако, существование схожих парагенезисов стадии зеленосланцевого диафтореза создает определенные трудности при идентификации апогнейсовых пропилитов. Минеральный состав мезозойских пропилитов прост – обычно это хлорит-эпидотовые метасоматиты с полисульфидной (пирит, халькопирит, галенит, сфалерит) минерализацией, постоянно наблюдается также кальцитизация дайковых пород вплоть до полного замещения дайкового материала. Отмечаются новообразования талька, кварца, гипса. Встречаются пропилит как в виде сплошных метасоматических тел, так и в виде вкрапленности различной интенсивности.

2.5. Описание минералов

2.5.1. Главные минералы (первичные)

Апатит во всех разновидностях руд образует кристаллы размером от 0,1 до 10–15 см в поперечнике и от 1-2 до 30 см в длину. Кристаллы в основном дипирамидальнопризматического габитуса с закругленными ребрами и меандровым рельефом граней [143]. Кроме этого, часто наблюдаются угнетенные формы, псевдоромбических, псевдомоноклинальных, псевдотриклинных и спиральных кристаллов (рис. 13). Симметрия таких искаженных индивидов отражает симметрию напряжений в твердой среде, где эти кристаллы росли (Боярко, 1983). Типоморфной особенностью апатита Селигдарского месторождения, как отмечают все исследователи, является его своеобразная окраска. Минерал, в большинстве случаев, окрашен с светло-коричневый, коричневый, сургучный, вишневого цвета, обусловленные механической примесью гематита. В апатите наблюдаются включения двух типов: а) полоски, черточки, скопления, ориентированные по удлинению кристаллов, представленные микровключениями диопсида, гематита, приуроченных к разнонаправленным трещинам вдоль контактов зерен апатита и вмещающих его минералов [17].



Рис.13 Образование кристаллов апатита с искаженной симметрией при их несогласном положением во время роста относительно ориентировка напряжений:

а-б – псевдомоноклинной, в-д – псевдоромбической, е-з – псевдотриклинной, и – спиральной форм

Таблица 3

	Количество		Петрогенные компоненты													
Минералы	проб в выборке	SiO ₂	TiO ₂	Al_2O_3	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O**	Cl	F	CO ₂
Апатит	94	2,00	0,19	0,14	1,06	0,22	0,07	0,51	52,42	0,20	0,09	39,11	0,45	0,29	2,46	0,63
Доломит	42	1,40	H.O.***	0.00	0,38	0,27	0,33	20,60	31,02	0,24	0,12	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	44,70
Кальцит	8	1,54	Н.О.	0,00	0,08	0,10	0,14	0,29	54,74	0,10	0,00	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	42,30
Гематит I****	15	3,37	0,89	1,08	90,28	0,55	0,11	1,63	0,31	0,03	0,05	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.
Гематит II	3	0,10	0,24	0,24	95,55	0,42	0,12	0,06	0,11	0,00	0,03	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.
Флогопит I	5	36,81	2,41	14,63	11,22	4,32	0,13	17,61	0,32	0,19	8,13	Н.О.	5,70	Н.О.	0,92	Н.О.
Флогопит II	11	37,26	0,35	16,97	4,34	2,73	0,16	23,76	0,63	0,19	8,20	Н.О.	5,56	0,05	1,20	Н.О.
Ортоклаз	9	63,36	0,36	18,80	0,05	Н.О.	0,01	0.01	0,04	0,54	15,85	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.
Тальк	12	61,36	0,00	0,00	0,30	2,20	0,00	30,96	0,00	0,00	0,00	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.
Диопсид	5	50,84	0,33	5,05	4,67	Н.О.	0,15	14,48	24,04	0,31	0,00	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.
Паргасит	2	38,40	0,34	12,85	19,25	Н.О.	0,38	9,56	12,00	0,99	3,79	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.
Скаполит	2	46,35	0,01	26,75	0,13	Н.О.	0,02	0,01	17,85	5,87	0,36	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.
Турмалин	2	36,12	0,02	28,91	10,70	Н.О.	0,03	7,79	7,76	2,17	0,06	Н.О.	3,00	Н.О.	Н.О.	Н.О.
Сфен	3	30,04	36,13	1,82	1,72	Н.О.	0,05	0,00	27,60	0,00	0,00	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.
Рутил	1	0,35	99,32	0,08	0,41	Н.О.	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.
Серпентин	2	39,15	0,00	0,58	3,57	Н.О.	0,02	40,15	0,11	0,04	0,00	Н.О.	14,00	Н.О.	Н.О.	Н.О.
Хлорит	6	32,86	0,02	16,84	6,92	3,00	0,07	27,75	0,51	0,02	0,07	Н.О.	12,00	Н.О.	Н.О.	Н.О.
Эпидот I	4	40,19	0,02	25,86	2,39	Н.О.	0,21	0,03	28,32	0,02	0,07	Н.О.	12,00	Н.О.	Н.О.	Н.О.
Эпидот II	2	38,65	0,09	24,13	11,70	Н.О.	0,20	0,06	23,36	0,04	0,10	Н.О.	1,50	Н.О.	Н.О.	Н.О.
Серицит	11	48,93	0,05	29,80	2,69	Н.О.	0,01	2,51	0,07	0,18	8,09	Н.О.	4,50	Н.О.	Н.О.	Н.О.

Средний химический состав минералов Селигдарского месторождения апатита

Примечания:

Для расчета среднего содержания по составу минералов использовались аналитические данные М.А. Богомолова, АГ. Булаха, В.Б. Василенко, В.Б. Воскресенской, Е.К. Герасимова, Д.А. Минеева, В.Д. Парфенова, Ф.Л. Смирнова, Г.А. Тунгусова, М.Н. Ускова и автора.

* – Для ортоклаза, диопсида, скаполита, турмалина, сфена, рутила, серпентина, эпидота, хлорита и серицита по технологии микрозондового анализа окислов железа представляют собой сумму закисного и окисного железа в пересчете на FeO;

** – для турмалина, серпентина, хлорита, эпидота и серицита по технологии микрозондового анализа приведена нормативная вода;

*** - компонент не определялся;

**** – для гематита, флогопита и эпидота приведены составы различных генераций: гематит I – магнетит (мартит) апатит-карбонатной стадии; гематит II – тонкодисперсный пигментационный ангидритовой стадии; флогопит I – кварц-плагиоклаз-ортоклазовой стадии; флогопит II – апатит-карбонатной стадии; эпидот I – стадии зеленосланцевого диафтореза; эпидот Д – пропилитовой стадии.
Кроме сургучного апатита имеются находки индивидов белого, светло-серого, зеленовато-серого и зеленого цвета. Белый и светло-серый апатит характерен для апатиткальцитовых руд одноименной стадии. Его окраска обусловлена сильной насыщенностью микровключениями кальцита, равномерно распределенных по объему кристаллов, и вероятно, захваченных в процессе их роста. Зеленовато-серый апатит встречается изредка в обогащенных хлоритом разностях руд. Этот цвет обусловлен насыщением минерала по разнонаправленным трещинам чешуйками более позднего хлорита, затушевывающего вишневые тона, обязанные гематиту. Единичные зерна апатита встречены в зонах дробления, милонитизации, образуясь при перекристаллизации более ранних генерации этого минерала и очищением от механической примеси других минералов. Он условно отнесен к стадии гематит-карбонатной.

По химическому составу апатиты Селигдара относятся к дочти чистым фторапатитам с небольшой примесью гидроксил компонента (табл. 3). Оптические свойства апатита следующие: No = 1,635–1,641; Ne = 1,631–1,637; параметры кристаллической решетки: $a_0 = 9,388-9,414$ Å; $C_0 = 6,882-6,990$ Å, что близко отвечает фторапатиту [21]. Плотность минерала изменяется в пределах от 3,130 до 3,164 г/см³. Существенных различий апатитов различных генераций по физическим данным не имеется.

Доломит слагает основную массу доломитовой, малосиликатной и силикатдоломитовой разновидностей апатитовых руд, а также образует поздние прожилки и выполняет пустоты выщелачивания (ангидритовая стадия). Он образует в рудах зерна размером от 0,02 до 0,5 см в поперечнике, в крупнозернистых агрегатах достигает 2–5 см. Цвет доломита белый, светло-розовый, розовый, красный. Красноватые оттенка обусловлены присутствием точечных включений гематита. Доломит сульфатной стадии, как правило, при перекристаллизации очищается от гематита и становится белым, реже медово-желтым. Определение оптических свойств показало, что No колеблется в пределах 1,678–1,682, что соотвествует теоретически чистому доломиту.

Кальцит слагает основную массу апатит-кальцитовых руд, присутствует в апатитсиликатных и изредка встречается в виде примесей в остальных разновидностях руд. Он образует зерна неправильной формы размером от 0,1 до 2–5 см в поперечнике. цвет минерала белый, желтовато-белый в образованиях апатит-кальцитовой стадии, от розоватого до мясокрасного в апатит-силикатной фации; в остальных случаях соответствует цвету вмещающего его доломита. Красный цвет, как и доломита, связан с присутствием точечных включении гематита. Показатели преломления (No = 1,661–1,664) соответствует кальциту с очень небольшой примесью магния.

Гематит чаще всего встречается в виде мартита, присутствующего во всех образованиях апатит-карбонатной стадам. Распределен он в рудах неравномерно, образуя единичные вкрапленности и крупные гнезда совместно в срастании с флогопитом или тальком, размером от 0,5–4,0 до 20–50 см в поперечнике. Формы зерен мартита скелетные, каркасно-скелетные. Мелкие зерна часто имеют правильную огранку, это – {111}, {221}. На их гранях наблюдаются уплощенные вицинали сложной морфологии. Эти признаки указывают на то, что рост первичного магнетита происходил метасоматически в твердой среде. В крупных зернах иногда наблюдается структура распада титаномагнетита на магнетит и ильменит (замещенный лейкоксеном). Отмечаются взаимные срастания мартита и шпинели.

К другой форме проявления гематита относится образование его тонкодисперсной механической примеси по трещинам и другим дефектам в кристаллах апатита, карбонатов, кварца, придающий последним красные тона окраски. В ангидритовую стадию гематит также инкрустирует стенки пустот, выполненных гипсом, ангидритом и карбонатами. Здесь он образует пластинчатые идиоморфные кристаллы размером от 2–3 до 10–15 мм в поперечнике. Пигментная пропитка гематитом зон повышенной проницаемости в кристаллических породах, придающая им красноватые тона окраски, наблюдается в образованиях зеленосланцевого диафтореза, что является результатом высвобождения части

железа при замещении темноцветных минералов метасоматитов хлоритом.

Кварц присутствует во всех разновидностях руд как в виде неравномерно распределенном вкрапленности (25% от общего количества этого минерала), так и в виде сети прожилков (75%), мощностью от 0,2 до 2-3 см. Он также инкрустирует пустоты выщелачивания, образовавшиеся в ангидритовую стадию, в виде щеток кристаллов размером 1-2 мм. Цвет кварца светло-серый, иногда с розовым оттенком за счет механической примеси гематита, в пустотах выщелачивания он прозрачный. Здесь же иногда встречаются крупные кристаллы (свыше 5 см в поперечнике) дымчатого кварца и аметиста. Специфическая особенность вкрапленного кварца – структура остаточных деформации (под микроскопом погасание облачное, блоковое, мозаичное). Ввиду того, что образование таких структур невозможно в пластичном карбонатном агрегате, кварц скорее всего относится к реликтовым минералам из пород. подвергшихся замешению апатит-карбонатными метасоматитами, кварц принимает также участив в формировании образований O-Ort-Pl и Q-Ab-Mc стадий. Здесь в процессе эволюции метасоматического преобразования гранитов и метаморфитов он частично или полностью замещается соответствующими полевыми шпатами, но иногда сохраняется в первоначальных количествах, образуя обособленные шлировые и пятнистые обособления. Здесь же встречаются глубокие срастания кварца с ортоклазом и турмалином.

Флогопит присутствует практически во всех разновидностях пород апатиткарбонатной стадия, как в виде единичных пластинчатых и таблитчатых кристаллов, так и в виде агрегатов-сростков. Пластины его достигают 2–6 см в поперечнике при толщине пачки до I см. На восточном фланге месторождения встречены пластины размером до 15–20 см. Цвет флогопита зеленый, светло-зеленый, так как в большинстве случаев он сильно гидратизирован, замощен хлоритом. Оптические свойства флогопита; Ng = 1,559–1,563; Np = 1,528–1,532. Судя по ним флогопит относится к почти чистоту с небольшим содержанием железистой составляющей.

Псевдофорстерит. Под этим термином описаны псевдоморфозы серпентина и хлорита, гематита и карбоната до первоначально ромбическим кристаллам форстерита. Встречаются они в образованиях апатит-силикатных руд, как в виде отдельных включений, так и в сплошном преимущественно серпентиновом агрегате. Форма псевдоморфоз чаще неправильно округлая за счет поздних пластических деформации. Размер таких образований свыше 4–6 см в длину и 1–2 см в поперечнике. В ряде случаев встречается мелкие (0,5–1,0 см длиной) недеформированные субдиоморфные псевдоморфозы серпентина по форстериту. Это кристаллы ромбического габитуса, пластинчатые, таблитчатые, уплощенные по {010}, Главные формы – {010}, {011}, {120}, {001} встречаются {101}, {111}, {221}. Имеются единичные находки футляровидных кристаллов. До морфологии они идентичны форстериту кальцит-форстеритовых скарнов Канкунского месторождения флогопита.

Ортоклаз слагает основную массу Q-Ort-Pl-пород. Он представлен индивидами весьма различных размеров от 0,1–0,2 до 10–15 см в поперечнике. В пегматоидных разностях наблюдаются графические срастания ортоклаза и кварца. Окраска ортоклаза обычно от светло-розового до мясо-красного.

Микроклин представлен решетчатой разностью, микроклин-пертитом и антипертитом. Он слагает основную массу Q-Ab-Mc-метасоматитов. До морфологии зерен и цвету макроскопически от ортоклаза не отличим.

Плагиоклаз слагает основную массу Q-Ort-Pl-метасоматитов, а также участвует в составе пород Q-Ab-Mc-стадии. Как реликтовый минерал присутствует практически во всех разновидностях руд в виде единичных мелких зерен. По составу он соответствует олигоклазу, реже андезину. Как правило, олигоклаз формирует зерна неправильной формы резорбированные калиевые полевыми шпатами и кварцем. Как правило, зерна плагиоклаза в разной степени серицитизированы и эпидотизированы.

Ангидрит наблюдается в сульфатсодержащих прожилках, наложенных на руды, в виде сростков с карбонатами, мономинеральных агрегатов, состоящих из вытянутых

пластинчатых кристаллов. Структура этих агрегатов от средне- до крупнозернистых. Цвет белый, серый, голубой, фиолетовый, розовый. Иногда встречаются графические срастания ангидрита с кальцитом. Оптические константы: Ng = 1,607; Np = 1,577.

2.5.2. Второстепенные минералы (первичные)

Тремолит встречается в краевых частях месторождения преимущественно в апатитсиликатных рудах, где он совместно с флогопитом образует оторочку на контактах карбонатных руд и вмещающих силикатных пород. В последних близ контакта часто наблюдаются псевдоморфозы волокнистого агрегата тремолита по роговой обманке. Тремолит встречается обычно в виде игольчатых, радиально-лучистых агрегатов. Цвет минерала светло-зеленый. Оптические свойства; Ng = 1,625; Np = 1,605; cNg = 14–15°, что соответствует почти чистому тремолиту с содержанием железистой (актинолитовой) составляющей 5–7%.

Тальк образует гнездообразные скопления среди апатит-силикатных руд и присутствует в виде примеси в контактовых флогопитовых оторочках. Цвет минерала желтовато- и зеленовато-серый. Структура агрегатов тонкочешуйчатая, лепидобластовая. Оптические свойства: Np = 1,539. Нахождение агрегатов зеленого талька в апогнейсовых хлорит-серпентиновых метасоматитах и аподайковых пропилитах предопределило выделение дополнительных его генерации в стадии зеленосланцевого диафтореза и пропилитовой стадии.

Диопсид встречен в составе апатит-силикатных руд в скв. 23 на глубинах 1500–1600 м, где он является главным минералом в виде крупных (3-5 и более см) кристаллов моноклинного облика светло-зеленого цвета. Имеются находки мелких таблитчатых кристаллов диопсида размером 2-10 мм в ассоциации с паргаситом и шинелью в маломощных прожилках апатит-силикатных руд на Тигровом месторождении апатита. Здесь он в разной степени подвержен замещению серпентином, хлоритом, карбонатами и эпидотом. Не исключено, что часть серпентиновых агрегатов, диагностируемых как псевдофорстерит, является псевдоморфозами по диопсиду, тем более, что имеются находки псевдоморфоз серпентина со следами хорошо выраженной спайности в одном-двух направлениях, а также псевдоморфоз по кристаллам моноклинного облика. Кроме этого, диопсид наблюдаемых в виде вростков в апатите, ориентированных по удлинению кристаллов [1]. Как правило, они субмикроскопичного размера, но иногда достигают 1 см в длину (апатит-силикатные руды на восточном фланге месторождения). Кристаллооптически характеризуется бледно-зеленой до бутылочно-зеленой окраской слабым ОН co плеохроизмом. Оптические свойства: Ng = 1,705–1,715; Np = 1,675–1,688.

Железистость диопсида изменяется в пределах от 8,9 до 16,5 моль. %. По этим данным он относится к ряду диопсид–геденбергита – маложелезистому диопсиду.

Диопсид также образует порфиробластовые выделения в Q-Qrt-Pl-метасоматитах. Угол сNg его составляет 40–44°, что соответствует ряду диопсид–геденбергита с содержанием железистой компоненты около 20%.

Шпинель обнаружена как в срастании с мартитом и серпентином, так и в виде самостоятельных овальных зерен (0,2–2.0 мм) и их скоплений в апатит-силикатных рудах. Шпинель представлена плеонастом (N = 1,750–1,760). Она имеет черную окраску, в шлифах – темно-зеленую. Как правило, шпинель замещается агрегатом серпентина и хлорита вплоть до полных псевдоморфоз.

Паргасит встречен в апатит-силикатных рудах в небольших количествах по контактам с вмещающими породами в виде таблитчатых и призматических зерен, часто с извилистыми контактами, размером до 0,5 см. Под микроскопом имеет голубовато-зеленую окраску и слабый плеохроизм по схеме; Ng – голубой, Nm – желтый, Np – бесцветный. По данным микрозондовых анализов характеризуется железистостью от 52,9 до 53,4 моль. %. Обычно почти полностью замещен агрегатом хлорита и эпидота, вплоть до полных псевдоморфоз.

Скаполит отмечен в апатит-силикатных рудах в неправильных зернах размером

0,1–0,2 мм, образующих вростки в паргасите. По данным микрозондового анализа соответствует миццониту, содержащему 50–70% мейонитовой молекулы.

Альбит присутствует в пертитовых вростках в микроклин-пертитах и антипертитах Q-Ab-Mc-стадии. Увеличение содержания альбита в этих породах наблюдается при общем снижении их щелочности и появлении фемических (хлорит, серпентин, эпидот) минералов.

Роговая обманка встречается в виде идиоморфных порфиробласт в образованиях Q-Ort-Pl-стадии. Размер – от 0,1 до 1–2 см в поперечнике. В проходящем свете светлозеленой окраски, сNg составляет 21–25°, характерно для железистой роговой обманки.

Турмалин образует единичные зерна в метасоматитах Q-Ort-Pl- и Q-Ab-Mc-стадий. Он ксеноморфен по отношении к калишпатам, а с кварцам образует графические срастания. Цвет турмалина смоляно-черный, по оптическим данным отвечает шерлу. Как реликтовый минерал отмечается в виде единичных зерен в апатит-силикатных рудах.

Единичные зерна **циркона** имеет округлые ограничения в образованиях Q-Ort-Plстадии. Бесцветный, окружен тонкое плеохроичной каймой.

Ортит встречается в виде шестоватых, резко удлиненных зерен буроватой окраски в Q-Ort-Pl-метасоматитах. Под микроскопом зерна обнаруживают зональность, образующуюся за счет зеленовато-коричневой окраски в центре и буром по краям. Вокруг зерен ортита также развивается буроватый плеохроирующий ореол. Показатели преломления: Ng = 1,784–1,788; Np = 1,760–1,764. Постоянно присутствует, кроме этого, в протолочках апатит-силикатных руд.

Монацит обнаруживается в виде зерна в протолочках всех разновидностей руд и околорудных пород.

Сфен присутствует в виде единичных зерен в Q-Ort-Pl- и Q-Ab-Mc-метасоматитах, но образует и самостоятельную минерализацию по зонам тектонических нарушении во вмещающих силикатных породах архея. Он образует идиоморфные темно-коричневые или красновато коричневые кристаллы, достигающие 0,5 см в поперечнике. Обычно он частично или полностью замещен лейкоксеном. Сфен присутствует также в. протолочках апатит-силикатных руд.

Рутил отмечается постоянно в единичных мелких зернах в протолочках всех разновидностей руд за исключением апатит-силикатной.

Топаз присутствует в виде вкрапленности мелких кристаллов в ангидрит-гипсовом агрегата, выполняющем пустоты выщелачивания. Характеризуется идеальной тонкой огранкой призматических кристаллов светло-желтого цвета, полупрозрачный, интенсивно насыщен газо-жидкими включениями. Оптические свойства: Ng = 1,634; Np = 1,628. По месту нахождения условно отнесен к ангидритовой стадии.

Сульфиды представлены пиритом, халькопиритом, галенитом и сфалеритом с подавляющим преобладанием первого. Наблюдается пространственная связь сульфидизации с мезозойскими дайками и их производными метасоматитами – пропилитами. Находки пирита в виде инкрустации пустот выщелачивания, выполненных ангидрит-гипсовым агрегатом, вкрапленности в цементе рудных брекчий и в ассоциации с хлорит-серпентиновыми метасоматитами предопределяет отнесение (условно) некоторой части образований этого минерала не к пропилитовой, а к ангидритовой стадии и стадиям гематит-карбонатной и зеленосланцевого диафтореза.

2.5.3. Вторичные минералы

Серпентин, как описывалось выше, образует псевдоморфозы по форстериту, диопсиду и другим силикатам. Он представлен тонковолокнистым агрегатом, иногда петельчатой текстуры. Цвет его темно- зеленый до черного, под микроскопом светло- и желтовато- зеленый с очень слабым плеохроизма. До показателям преломления (Ng = 1,556. Np = 1,548), а также по данным микрозондового анализа он относится к маложелезистому серпентину, а по характерной структуре песчаных часов – к петельчатому лизардиту.

Хлорит замещает флогопит, биотит, развивается также по тремолиту и другим

фемическим минералам вмещающих пород и рудных образований в стадию зеленосланцевого диафтореза. Встречается он в мелко- и среднечешуйчатых агрегатах светло-зеленого цвета. По показателям преломления (Nm = 1,571–1,578) и данным микрозондовых анализов определяется как пеннин. Хлорит пропилитовой стадии не имеет типоморфных отличий от вышеописанной стадии зеленосланцевого диафтореза и идентифицируется по месту нахождения (аподайковые агрегаты).

Эпидот фисташково-зеленого цвета спорадически проявляется в пределах ореола хлоритизации стадии зеленосланцевого диафтореза вокруг рудных тел, образуя вкрапленность, а местами мономинеральные эпидозиты. Иногда вкрапленность эпидота совместно с сульфидами наложена на руды. Часть эпидота имеет мезозойский возраст (пропилитовая стадия) – он накладывается на дайки щелочных трахитов а базальный горизонт нижнего кембрия. Типоморфными особенностями мезозойского эпидота является высокие содержания в нем Fe₂O₃ (14–15%) и SrO (0,2–0,5%).

Серицит в пределах образований зеленосланцевого диафтореза и мезозойских пропилитов в виде тонкочешуйчатого агрегата совместно с эпидотом развивается по полевым шпатам вплоть до полного их замещения.

Гипс присутствует в тесной ассоциации с ангидритом. Его тонкокристаллический агрегат замещает ангидрит с сохранением окраски. В пустотах выщелачивания иногда наблюдаются новообразования крупнокристаллического прозрачного гипса. Его оптические свойства: Ng =1,300; Np = 1,521. Наблюдается также переотложенный в стадию пропилитов гипс по контактам с дайками щелочных трахитов.

2.6. Термометрия минералов

По Селигдарскому месторождения апатита были проведены исследования в этой области М.А. Богомоловым (1977)., Л.С. Пузановым (1978), А.М. Дымкиным и др.(1979) и Б.В. Василенко и др.(1982). Их результаты сведены в табл. 4. В отношении расплавных включении в минералах руд Селигдара [124, 125] следует отметить, что данные о их наличии при специально поставленных исследованиях не подтвердились [17]. При исключении из рассмотрения данных по расплавным включения в целом по сводке определений основным интервалом температур рудообразования является диапазон от 200 до 600°С.

Автором была дополнительно произведена термометрия монофракций большинства минералов руд и пород Селигдарского месторождения методом массовой гомогенизации и декрипитации, по результатам интерпретации кривых ДТА и ДТГ термического анализа фракции 0,35–0,50 мм. На кривых четко разделяются интервалы температур декрипитации – синхронные пики поглощения тепла и потерь веса, и гомогенизации – пики поглощения тепла не сопровождаются потерями веса. Учет собственно минеральных термических эффектов велся по дублирующему термическому анализу истертой монофракции. Все полученные результаты сведены в табл. 5. Используемый метод массовой гомогенизации более представителен по сравнению с разовыми оптическими наблюдениями при обычной методике гомогенизации.

В результате выделено три основных интервала температур формирования минералов Селигдарекого месторождения:

- 650–550°С апатит, доломит, кальциты силикатных руд и апатит-кальцитовой стадии, актинолит, тальк, ангидрит;
- 350–170°С хлорит и эпидот зеленосланцевой стадии;
- 170–90°С железистый эпидот стадии пропилитов.

Таблица 4

Интервалы температур образования минералов Селигдарского месторождения апатита до литературным данным термометрии включений

Минералы и породы	Интервал температур, °С	Метод термометрии	Источник информации
Апатит-карбонатная	330–520	Термодинамические расчеты гомогенизация	[7]
Апатит I	900–980, 650–730, 580–680, 450–560, 350– 470, 250–390, 150–250		[124]
Карбонат I	850–920, 680–790, 530–680, 410–490, 130– 270	то же	то же
Апатит II	850–905, 650–720, 310–640, 350,500, 100– 320	- « -	— « —
Ангидрит I	795-830, 555-650, 380-450, 100-220	- «	— « —
Ангидрит II	440-590, 370-430, 330-370, 120-200	- «	— « —
Апатит	<u>500–580*</u> 300–400	- «	[51]
Апатит	220-420, 390-235, 165-195	— « —	[17]
Кварц	165–195	— « —	то же
Апатит	140–320, 250–490, 140–340	- « -	по данным А.Г. Булаха
Доломит	450	- «	то же
Кварц	397, 357–343	- «	- «
Апатит	550-680, 480-520, 220-280, 40-100	декрепитация	— « —
Доломит	480	то же	то же

Примечание: Интервал температур 1080–1150°С, определенный температурой совместного плавления апатита и гематита [124] исключен как наименее обоснованный;

* - в числителе показан общий интервал определяемых температур, в знаменателе - экстремальных значений.

Таблица 5

Температуры массовой гомогенизации и декрипитации во включениях и минералах Селигдарского месторождения апатита

	1	1	
Стадии минерализации	Минералы	Количество испытаний	Температура гомогенизации, °С
	Апатит	2	<u>570–640</u> * 610
	Доломит	3	<u>550–630</u> 600
Апатит-карбонатная	Кальцит	1	<u>550–610</u> 590
	Тальк	1	<u>610–650</u> 620
	Актинолит	1	<u>560–650</u> 610
Ангидритовая	Ангидрит	1	<u>550–690</u> 570
	Хлорит	1	<u>370–200</u> 310
Ззленосланцевого диафтореза	Эпидот	1	<u>210–320</u> 270
	Гипс	1	170
Апатит-кальцитовая	Кальцит	2	<u>500–610</u> 600
Пропилитовая	Эпидот	1	<u>170–90</u> 140

Примечание:

*- в числителе показан общий интервал температур гомогенизации; в знаменателе – их экстремальные значения.

2.7. Анализ термодинамики и формационной принадлежности парагенезисов минералов Селигдарского месторождения апатита

Ранние Q-Qrt-Pl-метасоматиты формировались в условиях, отвечающих режиму амфиболитовой фации в интервале температур 640–540°С при увеличении щелочности флюидов и снижении температуры [4]. До данным интерпретации структурно-фазовых характеристик калиевых полевых шпатов этих метасоматитов из исследуемого района С.С. Кумеевым [3] получены параметры их формирования: t = 600–410°C.

В отношении апатит-карбонатных пород Селигдара при рассмотрении их формационной принадлежности обращает на себя внимание наличие ассоциации минералов: флогопит, тремолит, форстерит, диопсид, шпинель, скаполит, паргасит, тальк, в ассоциации с магнетитом (мартитом), апатитом и кальцитом, представляющей собой обычный парагенезис магнезиальных скарнов [81, 87, 114, 175, 176]. Соответственно температуры образования будут составлять 600–450°С, что подтверждается термодинамическими расчетами М.А. Богомолова [7] – свыше 410°С и 0,83 x_{CO2} . Температуры гомогенизации минералов апатит-карбонатной стадии – апатита, доломита, кальцита, актинолита, талька составляют 620–550 °С. Анализ отходящих газов в этом интервале на CO₂ и H₂O показал, что они нацело состоят из углекислого газа.

Соразмерный затухающий температурный режим и щелочная природа флюидов Q-Ort-Pl- и апатит-карбонатных метасоматитов не отрицает их генетических связей (не говоря также об одновременности их проявления ~1750 млн лет [4,153]), а наличие типичного парагенезиса магнезиальных скарнов синергетичных первым только подчеркивает их сингенез.

С завершением апатит-карбонатной стадии в связи с щелочно-кислотной эволюцией состава флюидов наметилось понижение их pH и вовлечение в метасоматический процесс сернокислых растворов (сульфатов). По термометрии ангидрита (590–550°С) ангидритовая стадия явно служат продолжением апатит-карбонатной. Снижение pH флюидов предопределило почти полную (в контурах месторождения) мартитизацию магнетита и, соответственно, пигментационную гематитизацию минералов руд и пород.

В отношении Q-Ab-Mc-стадии и синергетичной ей стадии зеленосланцевого диафтореза следует отметить их резкое различие от предыдущих по термодинамическим данным. Свойственный им парагенезис талька и серпентина указывает на жесткие параметры: t = 450-320 °C и x_{CO2} менее 0,005 [15]. Столь низкая активность углекислоты не может быть закономерным продолжением углекислотного метасоматоза апатит-карбонатной стадии. Поэтому описываемые на месторождении хлорит-серпентиновые парагенезисы отнесены к продуктам Q-Ab-Mc-метасоматитов. Образование последних шло в условиях эпидот-амфиболитовой фации в интервале температур 540–500°C при высокой активности наряду с калием и натрия на фоне понижения общей щелочности флюидов с понижением температуры [4]. По термометрии хлорита и эпидота стадии зеленосланцевого диафтореза Селигдарского месторождения интервал температур их образования составляет 350–270°C.

Сонахождение хлорит-серпентиновых метасоматитов с более ранними апатиткарбонатными метасоматитами Селигдарского месторождения является частным примером, демонстрирующим скорее длительность развития глубинных разломов, контролирующих основное рудное тело, нежели указывающих возможность генетических взаимоотношений названных групп пород.

В мезозойский этап в приконтактовых частях даек формируются апатит-кальцитовые руды. Отнесение этих пород к мезозойскому этапу условно, по взаимонахождению их жил и даек щелочных трахитов. По термометрии кальцит этой стадии формировался в интервале температур 600–600°С.

Парагенезис же пропилитовой стадии обычен для мезозойских образований центрального Алдана. По термометрии железистого эпидота его образование шло в интервале 270–90°С.

Глава 3. Особенности геохимии петрогенных компонентов по Селигдарскому месторождению апатита

3.1. Типизация руд и пород

3.1.1. Геологические и технологические типы руд

По минеральному составу руды Селигдарского месторождения относятся к апатиткарбонатным, в отличие от обрабатываемых в настоящее время апатит-нефелиновых руд Хибин, апатат-форстерит-карбонатных руд Кавдора и апатит-силикатных руд Ошурковского. Средний химический состав руд до имеющимся групповым пробам, отобранным из керна скажи сети 200×200 м в пределах контура подсчета запасов с учетом коэффициента рудоносности при бортовом содержании – 3%, показан в табл. 6.

Таблица 6

Средний химический состав апатитовых руд Селигдарского месторождения апатита, апатитоносных карбонатитов хлорит-серицит-анкеритовой фации и центрального момента апатит-карбонатного метасоматоза

Компоненты	1	2	3	Δ
	10.8+0.10	9.9/1	10.58	2 70
TiO	-	0 103	0.70	0.14
Al ₂ O ₃	1.80+0.10	1.871	2.79	0.74
Fe_2O_3	4,50±0,10	3,434	2,21	3,63
FeO	0,35±0,05	0,971	4,08	3,09
MnO	0,13±0,02	0,195	0,20	0,68
MgO	15,40±0,10	13,337	11,75	15,36
CaO	25,20±0,10	28,293	31,01	28,20
Na ₂ O	0,01	0,159	0,96	0,50
K ₂ O	0,35±0,01	0,294	0,24	0,22
P_2O_5	8,90±0,10	6,701	5,74	5,07
CaO	26,40±0,10	26,598	29,65	36,24
F	$0,68\pm0,02$	0,427	0,21	0,16
S _{Общ}	Ι	0,301	0,70	0,53
Количество проб в выборке		787–1752	13	5

Примечание:

 центральный момент состава равновесной породы апатит-карбонатного метасоматоза Селигдарского месторождения, определенный экстраполяцией нонвариантном точки равновесия привноса–выноса по графикам уравнений нелинейной регрессии петрогенных элементов единичных выборок;

- 2 средний состав апатитовых руд Селигдарского месторождения апатита, рассчитанный по данным всеобъемлющего группового опробования керна скважин по сети 200×200 м в пределах подсчетных контуров при борте 3% P₂O₅ (в расчете участвовало 787 анализов F; 1169 TiO₂, S_{Общ}; 1185 MnO, Na₂O, K₂O; 1357 SiO₂, Al₂O₃, FeO; 1752 Fe₂O₃, MgO, CaO, P₂O₅ и CO₂);
- 3- средний состав апатитовых руд Северного Кавказа по аналитическим датам Г.А. Афнасьева и др. (1976);
- средний состав апатитоносных карбонатитов доломитовой субфации хлорит-серицит-анкеритовой фации по В.С. Самойлову [133] (аналитические данные Л.С. Егорова [56] по Гулинскому массиву; М.С. Гарсона [27] по комплексу Канганкунде, Малави; Gold (1972) по массиву Ока, Канада).

Распределение P_2O_5 в объеме рудного тела подчиняется грубой зональности. Центральная часть тела сложена преимущественно массивными равномерно-зернистыми рудами с содержанием P_2O_5 3–6% далее от центра распространены руды с содержанием 4–8%, сменяющиеся к периферии наиболее богатыми рудами с содержанием 8–12%. Эта зона окаймляется апатитсодержащими хлоритовыми породами, переходящими в измененные (хлоритизированные) вмещающие породы архея с содержанием P_2O_5 менее 1%.

На основании данных по 30000 анализам рядовых проб и 3500 полных силикатных анализов групповых проб была принята единая модель распределения основных геологических разновидностей руд в объеме рудного тела в соответствии с природными

типами рудных метасоматитов.

Выделены следующие разновидности:

- 1. Апатит-силикатная.
- 2. Апатитсиликат-карбонатная.
- 3. Апатит-кварц-доломитовая.
- 4. Апатит-доломитовая.
- 5. Сульфатсодержащая апатит-карбонатная.
- 6. Брекчированная апатит-карбонатная.
- 7. Апатит-кальцитовая.
- 8. Литофицированные продукты древней коры выветривания.
- 9. Дезинтегрированные продукты современной коры выветривания.

Их средние химические составы показаны в табл. 7, рис. 14, 15.

Четыре первые разновидности отвечают образованиям одноименных зон и фаций метасоматической колонки апатит-карбонатной стадии; сульфатсодержащая, брекчированная и кальцитовая – соответственно – ангидритовой, гематит-карбонатной и кальцитовой стадий. Последние две разновидности охватывают экзогенные образования древней (докембрийской) и современной (третично-четвертичной) коры выветривания.

разновидности выделены Указанные руд были по минералогическим И петрографическим особенностям и подтвердились при изучении их геохимических характеристик. Статистический анализ петрогенных элементов) (приложение, табл. 1-4, 6-8), произведенный с применением ЭВМ, показывает их небольшую изменчивость и закон распределения, что отражает преимущественно нормальный относительную олноролность состава рул в прелелах выделенных разновидностей. Исключение представляет сульфатсодержащая минералогическая разновидность руд (прил., табл. 6), статистические характеристики компонентов котором явно неоднородны. Это является следствием пространственного наложения а ангидритовую стадию сульфатов на все зоны и фации метасоматической колонка апатит-карбонатной стадии, не сопровождающейся общей сильной переработкой первичных разновидностей руд, что привело бы к образованию новом, однородной по химическое составу, породы.

Как отмечено выше (раздел 2.4.1), апатит-силикатная и апатит-силикат-карбонатная разновидности руд идентичны по химическому составу и резко различны по минералогическому составу. Однородность химического состава руд подтверждается и статистически – по критерию Родионова (оценка ведется и по математическому ожиданию, и по дисперсии [66]). При компонентом сравнении выявилась их полная однородность.

Апатит-силикатная разновидность руд образует единичные фрагменты, приуроченные к контактам апатит-силикатных руд и силикатных вмещающих пород. По трем этим видам пород сделаны попарные сравнения количества атомов элементов в стандартном геометрическом объеме (1000 Å) [60]. Результаты сравнения сведены в табл. 6. До полученным данным апатит-силикатные руды являются продуктом биметасоматоза между доломитовым субстратом апатит-карбонатных руд и вмещающими кристаллическими породами архея. Из гнейсов привносятся Si, Al, Fe, K из доломитового субстрата – Ca, Mn, CO₂.

До результатам пересчета химических анализов атомно-объемным методом (по В.А. Руднику) выведены формулы привноса–выноса:

1. Апатит-силикатные руды за счет вмещающих гнейсов архея;

2.

 $Si_{44,3}Al_{34,2}Fe_{4,0}Mn_{+0,15}Mg_{+17,0}Ca_{+64,7}P_{+20,2}[O_{-20,2}(CO_{2})_{-38,8}]_{+56,0}$

Апатит-силикатные руды за счет апатит-силикат-карбонатных руд:

 $Si_{+67,1}Al_{+12,7}Fe_{+3,0}Mn_{-0,08}Mg_0Ca_{-22,3}Na_{+3,0}P_{+7,2}[O_{+116,0}(CO_2)_{-90,0}]_{-26,0}.$

По относительным величинам баланса вещества видно, что апатит-силикатные руды развиваются преимущественно до апатит-силикат-карбонатные рудам.

Таблица 7

			ep e ,	Amm Amoni	leekiin eoel	ив пород п	руд селид	uperior o me	етеренден	in anainia				
Vourououm							Типы пор	од и руд*						
компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	70,46	44,96	22,29	25,15	18,83	0,66	8,52	31,64	69,99	58,74	46,89	9,50	30,42	21,55
TiO ₂	0,26	н.о.**	Н.О.	Н.О.	Н.О.	0,03	0,83	Н.О.	0,16	0,33	н.о.	Н.О.	0,14	0,13
Al_2O_3	13,47	15,57	2,80	4,71	0,27	0,22	1,29	Н.О.	12,40	14,03	16,25	0,16	2,47	1,65
Fe ₂ O ₃	2,34	7,13	5,18	5,33	1,23	2,45	4,07	5,85	1,95	3,61	7,17	2,20	5,98	4,39
FeO	1,91	3,28	1,34	2,14	0,75	0,16	0,86	Н.О.	1,45	1,61	2,86	0,14	1,51	1,31
MnO	0,07	0,08	0,15	0,17	Н.О.	0,20	0,18	Н.О.	0,04	0,03	Н.О.	Н.О.	0,11	0,22
MgO	1,29	13,16	16,14	11,90	14,53	18,31	13,94	14,02	1,14	7,48	9,46	0,99	7,04	9,38
CaO	2,16	1,67	23,07	21,54	26,21	30,31	29,55	17,93	2,56	2,53	1,68	46,66	23,18	27,31
SrO	Н.О.	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,11	Н.О.	н.о.	0,02	0,02	0,02	Н.О.	Н.О.
Na ₂ O	3,40	0,32	0,24	0,27	0,07	0,03	0,35	Н.О.	1,21	0,07	0,09	0,09	0,13	0,22
K ₂ O	3,25	3,91	0,54	0,90	0,07	0,03	0,95	Н.О.	6,74	4,67	4,37	0,06	0,32	0,42
P_2O_5	0,10	0,76	9,40	7,11	6,29	4,48	4,20	3,11	0,25	0,22	0,44	5,05	10,48	10,53
CO_2	Н.О.	1,11	11,86	15,73	32,56	36,87	28,88	16,90	н.о.	2,81	7,88	32,17	14,12	19,46
F	Н.О.	н.о.	0,49	0,46	0,36	0,16	0,42	Н.О.	н.о.	Н.О.	Н.О.	0,26	0,74	0,65
Количество проб в выборке	21	23	42	80	61	79	66	36	35	38	42	86	27	76

Средний химический состав пород и руд Селигдарского месторождения апатита

Примечания:

* – 1 – кварц-плагиоклаз-ортиклазовые метасоматиты; 2 – кристаллические породы архея (биотит-амфиболовые гнейсы); 3 – апатит-силикатные руды; 4 – апатит-силикат-карбонатные руды; 5 – апатит-кварц-доломитовые руды; 6 – апатит-доломитовые руды; 7 – сульфатсодержащие апатит-карбонатные руды; 8 – брекчированные апатит-карбонатные руды; 9 – кварц-альбит-микроклиновае метасоматиты; 10 – внутрирудные хлорит-полевошпат-кварцевые метасоматиты (блок в районе скв. 60); 11 – внутрирудные апогнейсовые серпентин-хлоритовые метасоматиты; 12 – апатит-кальцитовые руда; 13 – литофицированные продукты древней коры выветривания; 14 – дезинтегрированные продукты современной коры выветривания;

** – компонент не определялся.



Рис. 14. Распределение доверительных интервалов средних значении SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃. FeO, MgO по разновидностям руд и пород Селигдарского месторождения апатита

1 – кальцифиры (n = 23); 2 – хлоритизированные биотит-амфиболовые гнейсы архея (n = 23); 3 – кварцортоклаз-плагиоклазовые метасоматиты (n = 56); 4 – кварц-альбит-микроклиновые метасоматиты (n = 21); 5 – внутрирудные гематит-хлорит-полевошпатовые породы (n = 42); 6 – апатит-силикатные руды (n = 42); 7 – апатит-силикат-карбонатные руды (n = 80); 8 – апатит-кварц-доломитовые руды (n = 66); 9 – апатитдоломитовые глубинные руда (n = 100); 10 – сульфатсодержащие апатит-карбонатные руды (n = 66); 11 – брекчорованные апатат-карбонатные руды (n = 36); 12 – апатит-кальцитовые руда (n = 86); 13 – литофицированные продукты протерозойской коры выветривания по апатит-карбонатным рудам (n = 27); 14 – дезинтегрированные продукты современной коры выветривания (n = 70).



Рис.15. Распределение доверительных интервалов средних значений CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅, CO₂ по разновидностям руд и пород Селигдарского месторождения апатита. Условные обозначения см. рис. 14.

Таблица 8

Баланс вещества при образований апатит-силикатных руд Селигдарского месторождения апатита

										Продо.	лжение табл.8	
	Средние со,	держания ком	понентов по	Образовани	е апатит-силик	атных руд за с	счет гнейсов	Образование апатит-силикатных руд за счет апатит- силикат-карбонатных руд				
Элементы	ТИ	пам пород, вес	. %	Количество атс	омов в 10000 Å ³	Привнос-вын	ос на 10000 Å ³	Количество атс	мов в 10000 Å ³	Привнос-вын	ос на 10000 Å ³	
	Ι	II	III	Ι	Π	абсолютные разности	в % к II.	III	Π	Абсолютные разности	в % к III	
Si	44,96	118,03	73,74	118,0	73,7	-44,3	-38	6,6	73,3	+67,1	+1017	
Al	15,57	48,22	14,01	48,2	14,0	-34,2	-71	1,3	14,0	+12,7	+977	
Fe	10,41	21,14	17,18	21,0	17,0	-4,0	-19	14,0	17,0	+ 3,0	+21	
Mn	0,08	0,18	0,33	0,2	0,3	+0,15	+86	0,4	0,3	-0,1	-20	
Mg	13,16	51,51	69,36	52,0	69,0	+17,0	+33	69,0	69,0	0	0	
Ca	1,66	4,67	69,36	4,7	69,4	+64,7	+1377	92,7	69,4	-23,3	-25	
Na	0,32	1,63	1,63	1,6	1,6	0	0	1,2	1,6	+0,4	+33	
K	3,91	13,10	3,38	13,1	3,4	-9,7	-7,2	0,4	2,4	+ 3,0	+75	
С	1,14	4,09	42,18	4,0	42,0	+38,0	+929,0	132,0	42,0	-90,0	-68	
Р	0,76	1,69	21,88	1,7	21,9	+20,2	+1188	14,7	21,9	+ 7,2	+49	
0	2,62	2,83	3,00	416,04	474,0	+58,0	+14	500,0	474,0	-26,0	-5	
$+\Sigma$	23	50	50	—	—	+198,05	+29	—	—	+93,4	+11	
$-\Sigma$				_	_	-92,2	+13	_	_	-113,38	-14	
Σ				680,48	786,3	+105,8	-16	832,3	786,3	-19,98	-3	

Примечание: Типы пород: I – архейские гнейсы; II – апатит-силикатные руды; III – апатит-доломитовые руды.

Силикатные анализы выполнены в ЦХЛ ЯТГУ.

Расчеты произведены по методике В.А. Рудника [60].

О целью изучения корреляционных комплексов петрогенных компонентов с однотипными характеристиками распределения в пределах выделенных разновидностей руд выполнены корреляционный и кластерный анализы (алгоритмы до У. Крамбейну с соавторами [75]). В алгоритмы корреляционного анализа автором внесены изменения с далью ликвидации эффекта замкнутой системы процентного отсчета – предварительное преобразование доходных данных до формуле:

$x'_{ij} = x_{iy}$ (100– x_{iy}).

Иерархические дендрограммы кластерного анализа петрогенных компонентов для всех разновидностей эндогенных руд (рис.16) выделяют три основных корреляционных комплекса: фосфатный, карбонатный и силикатный.

Для фосфатного комплекса характерна выдержанность его состава P_2O_5 , F, CeO₂, ThO₂, Cao и Fe₂O₃, а именно компонентов, имеющих прямое вхождение в состав апатита и гематита (механической примеси внутри зерен апатита). Исключение составляют апатит-кальцитовые руды (рис. 16г), где CaO, CeO₂ и ThO₂ входят в состав других корреляционных комплексов, а в фосфорную группу компонентов включены SiO₂ и Al₂O₃. Однако, как отмечалось вше (раздел 2.4.3), кальцитовые разности пород есть продукт дедоломитизации доломитовых руд по контактам с щелочными дайками мезозойского комплексов, что и правело к значительному перераспределению их компонентного состава – образованна кальцитовой карбонатной группы, выносу CeO₂ и ThO₂ из апатита, перераспределений апатита при вторичном окварцеванни.

Имеет место двойственное доведение магния; в апатит-силикат-карбонатных рудах он входит в состав силикатного комплекса, а в доломитовых – в состав карбонатной. Это является следствием отражения корреляционными комплексами реального качественного минерального состава руд – сменой от периферии к центру месторождения кальцитмагнезиально-силикатного парагенезиса субстрата руд на доломитовый.

Отдельно следует отметить, что дендрограммы петрогенных компонентов образований апатит-карбонатной стадии весьма близки до структуре корреляционных комплексов (рис. 16а,б,в), что подтверждает их генетическое единство, несмотря на качественное и количественное различия минерального и, следовательно, химического состава отдельных разновидностей руд.

В отношении химического состава образований древней и современной кор выветривания можно также отметить идентичность химического состава этих двух разновидностей руд. По критерию Радионова их компонентный состав полностью однороден, что подтверждается полной идентичностью их дендрограмм (рис.17). Столь близкие химические характеристики объясняются сходством физико-химических условий экзогенных процессов в докембрийское и третично-четвертичное времена и являются примером геохимической конвергенции. Единственным отличием древней коры является литофикация ее образований без изменения химического и минерального состава. Устойчивость этих характеристик до настоящего времени показывает отсутствие скольконибудь крупных метасоматических преобразований на Селигдарском месторождении в посткембрийское время.

Апатитовые руды Селигдарского месторождения характеризуются разновыраженной технологической неоднородностью). Основное влияние на технологические показатели оказывают особенности вещественного состава и физико-механические свойства, четко зависящие от условий их образования. Наиболее легкообогатимые технологические сорта приурочены к верхним горизонтам центральной части разреза месторождения и обусловлены, в основном, размещением апатит-доломитовой, апатит-кварц-доломитовой, апатит-кальцитовой и дезинтегрированными геологическими разновидностями руд. Неблагоприятные с технологических позиций сорта руд связаны с апатит-силикат-карбонатной и огипсованной апатит-карбонатной разновидностями, локализующимися, соответственно, во фланговых и глубоких частях разреза месторождения. В соответствии с геологическими разновидностями выбраны и технологические (табл.9).



Рис. 16. Иерархия корреляционных связей петрогенных компонентов для эндогенных рудных образований: а – апатит-силикат-карбонатного, б – апатит-кварц-доломитового, в – апатит-доломитового, г – апатит-кальцитового составов



Рис.17. Иерархия корреляционных связей петрогенных компонентов экзогенных рудных образований: а – литофицированных продуктов протерозойской коры выветривания, б – дезинтегрированных продуктов современной коры выветривания

Таблица 9

1 001	юго-технол	ППИЧССКАЯ	типизация	руд Селигда	арского ме	сторожден			сппая лара	ктеристика	c yacrom 5	70 разубож	пьапия)	
Технологический		Δ πατατ-καρδοματητιά 100%												
ТИП						Allalul-	кароонатны	и, 10070						
Геологический									Капьшито		Memonuti	у по состав	v	Руда
тип, распростра-			До	ломитовии,	91				кальцито	пе	омешанны. Ринтегриро	Panners by	у п 3	Руда
ненность (%)					-			Руда	выи, о	дс.	зинтегриро	ваппыл ру,	ц, 5	среднего
Геологический	Лот	омиторый і	зеогипсова	ппгій	Поломит	ОРНИ ОГИП	сованный	среднего	Капьшито				Ридо	по
подтип и его	дол	бессул	фатный	ппын	суль	bareconerv	сованный	состава	пальцино	дезинтегрированных руд среднего				Mecto-
характеристика		оссеул	вфатный		Сульс	ратесодеря	ащии	доломи-	БЫИ					now-
Геологическая	Δ.Π.*	амкл	АСЛ	Руда	АСЛ	АМКЛС		тового	ΔK*	прпк	ПРСКВ	прпкъ	пезинтег-	рож лению
разновидность	тд	лынд	мед	туда среднего	лед	линде	среднего	типы		діді	ді сіць	діша	рирован-	дентю
Распростра-	50	20	5	состава	12	4	состава		6	0.5	2.5	2.5	ных рул	
ненность, %	50	20	5	состава	12	-			0	0,5	2,5	2,5	пых руд	
P_2O_5	5,37	7,11	9,40	6,10	5,87	6,20	5,96	6,08	5,05	10,78	10,53	7,95	10,60	6,16
MgO _{Kap6}	14,77	11,90	13,10	13,84	11,90	11,90	13,65	13,80	1,93	4,24	8,17	8,76	7,51	12,90
CaO	28,31	21,54	28,07	29,39	28,60	22,00	28,60	26,78	46,66	23,18	27,31	23,04	26,60	27,97
MaO	<6.00	<6.00	>6,00	<6.00	<6.00	< 6.00	<6.00	<6,00	<6.00	<6.00	<6.00	<6.00	<6.00	<6,00
мдосил	<0,00	<0,00	(8,30)	<0,00	<0,00	< 0,00	<0,00	(2,00)	<0,00	<0,00	<0,00	<0,00	<0,00	(1,6)
Fe ₂ O ₃	2,45	5,33	5,81	3,42	2,45	5,33	3,17	3,38	2,13	5,97	4,39	4,14	4,65	3,37
SiO ₂	6,80	25,15	22,29	12,61	9,31	24,15	13,02	12,68	11,08	30,42	21,55	21,72	23,03	12,79
50	-0.50	(0.50	-0.50	-0.50	<0,50	<0,50	<0,50	<0,50	-0.50	**				< 0,50
\mathbf{SO}_3	<0,30	<0,50	<0,30	<0,30	(0,70)	(0,56)	(0,60)	(0,25)	<0,50	CJI.	сл.	CJI.	CJI.	(0,19)
Апатит	13,40	17,80	23,50	15,30	14,68	15,50	14,90	15,20	12,60	26,90	26,30	19,90	26,50	15,40
Доломит	69,14	54,40	59,90	63,20	65,00	54,40	62,30	63,10	8,60	19,40	37,30	39,84	34,28	58,90
Кальцит	2,10	0,50	2,60	1,70	2,00	0,50	1,60	1,68	65,00	сл.	сл.	СЛ.	сл.	1,80
Серпентин +	-14.00	-14.00	> 14.00	-14.00	-14.00	-14.00	-14.00	<14.00	-14.00	-14.00	-14.00	-14.00	-14.00	<14,00
хлорит	<14,00	<14,00	>14,00	<14,00	<14,00	<14,00	<14,00	(4,20)	<14,00	<14,00	<14,00	<14,00	<14,00	(3,78)
Магнетит +	2.40	5 20	5.90	5 40	2.40	5 20	2.10	2 20	2.10	5 50	4.20	4.10	1.60	2.25
гематит	2,40	5,30	5,80	5,40	2,40	5,30	3,10	3,30	2,10	5,50	4,30	4,10	4,60	3,35
Кварц	4,80	21,00	14,00	10,10	6,30	20,10	1150	10,60	9,00	27,40	21,50	18,70	20,00	9,70
	1.00	1.00	1.00	1.00	1.40	1.10	1.20	<1,00	.1.00					<1,00
1 ипс + ангидрит	1,00	1,00	1,00	1,00	1,40	1,12	1,20	(0.50)	<1,00	сл.	сл.	сл.	сл.	(0.38)

Геолого-технологическая типизация руд Селигдарского месторождения апатита (количественная характеристика с учетом 5% разубоживания)

Примечание:

* - Геологические разновидности руд: АД – апатит-доломитовая, АМДК – апатит-мартит-кварц-доломитовая, АСД – апатит-силикат-доломитовая, АСД – апатитдоломитовая сульфатсодержащая, АК – апатит-кальцитовая, ДРДКВ – дезинтегрированные руды древней переотложенной коры выветривания (элювий, делювий, аллювий и образования коры выветривания), ДРПКВ – дезинтегрированные руды проблематичной современной площадной коры выветривания в открытой части месторождения мощностью 30 м (выделяется согласно представлениям некоторых исследователей взамен предыдущей разновидности – ДРСКВ);

** – определены следы компонента.

В состав технологических разновидностей руд не включены апатит-силикатная и брекчированная геологические разновидности руд. Первая – в виду незначительности своего проявления – включена в состав апатит-силикат-карбонатной технологической разновидности последняя – в виду невозможности геометризации не выделяется.

Дополнительно выделены две сульфатсодержащие технологические разновидности по составу первичных руд, подвергшихся огипсованию – апатит-доломитовая сульфатсодержащая и апатит-мартит-кварц-доломитовая сульфатсодержащая. Генетически эти разновидности однородны.

3.1.2. Геологические типы вмещающих пород

Селигдарское месторождение залегает среди докембрийских кристаллических пород, представленных гнейсами нимнырской и федоровской свит. В пределах зон разломов, включая а месторождение, широкое распространение получили образования Q-Pl-Qrt- и Q-Al-Mc-формации метасоматитов позднеархейского, раннепротерозойского и среднепротерозойского возрастов, соответственно. С первыми, как описано выше, связаны апатит-карбонатные метасоматиты, со вторыми – продукты зеленосланцевого диафтореза по силикатным породам архея.

Породы Q-Pl-Qrt-формации, слагающие два крупных поля близ Селигдара, и Q-Al-Mcметасоматиты, равномерно насыщающие докембрийский фундамент, включая и месторождение, по химическому составу (табл. 6) не отличаются от обычных для данного региона их разностей [4, 7ф].

Близлежащие вмещающие апатит-карбонатные руды кристаллические породы архея представлены преимущественно биотит-амфиболовыми, амфиболовыми гнейсами в различной степени хлоритизированными. Внутри рудного тела, кроме пород рудного комплекса, имеют место реликты измененных гнейсов, а также гематит-хлорит-кварцполевошпатовых пород. Последние по химическому составу не отличаются от гнейсов (табл. 6, рис. 14, 15) и, скорее всего, представляют собой продукты их зеленосланцевого изменения. Исключение составляет блок хлорит-полевошпат-кварцевых метасоматитов района скв. 60, резко отличающийся от обычных апогнейсовых внутрирудных пород более высоким содержанием SiO₂ и низкам – Fe₂O₃. По составу они приближаются к образованиям Q-Al-Mсформации (табл. 6, рис. 14, 15), и, скорее всего, оконтуренный блок скв. 60 в южной части месторождения представляет собой пострудное дайкообразное тело, заложенное по тектоническому разрыву.

Фосфор и магний являются наименее подвижными компонентами любого метасоматоза (Коржинский, 1957). Поэтому спецификой апатит-карбонатных метасоматитов автором считается ведущая роль углекислого метасоматоза, сформировавшего по первично апатитсодержащим магнезиально-силикатным породам доломитовый субстрат руд. Такими породами, подвергшимися на Селигдарском месторождении апатита замещению, являлись, вероятно, ортоамфиболиты (амфиболизированные пироксениты и т.п.) архейского возраста, характеризующиеся повышенными содержаниям Р₂O₅ – 3–5% (2,31–19,01%) _ на апатитопроявлении Бишь). К их аналогам относятся, возможно, и апатитоносные амфиболизированные габбро-пироксениты Укдусского месторождения [158]. Петрохимические пересчеты руд Селигдарского месторождения [17] не отрицают возможности их первично базитового состава.

В качестве примера аналогичного карбонатного метасоматоза можно привести апогипербазитовые апатит-карбонатные метасоматиты Маркопиджского месторождения апатита (Северный Кавказ). Химические средние составы последних и селигдарских руд весьма близки (табл. 5). Однако, следует упомянуть близость к составу руд Селигдара и отдельных образований апатитоносных карбонатитов хлорит-серицит-анкеритовой фации (табл. 5). Хотя распространенность последних весьма невелика (локальные участки на Гулинском, Большесаянском массивах, в комплексе Канганкунде в Малави и массиве Ока в Канаде, но все же, как близкие к аналогам селигдарских руд, они имеют место.

В отношении кальцифиров и мраморов федоровской свиты можно отметить следующее: вскрытый в 200-400 м к югу от контакта рудного тела Селигдара разрез горизонта с пачками карбонатных пород не несет медведевского следов ни метасоматической проработки, ни зеленосланцевых изменений. С точки зрения осадочнометаморфической гипотезы локализация апатитового оруденения пластами карбонатных [22, должна наблюдаться метасоматических пород 53, 54. 77] избирательная (апокарбонатная) метасоматическая проработка и на удалении от основного рудного тела Селигдара, тем более что продуктивный горизонт погружается к месторождению и мог бы быть идеальным проводником для рудогенерирующих флюидов. Однако, непосредственного литологического контроля здесь не наблюдается. Кальцифиры федоровской свиты района Селигдарского месторождения являются слабофосфатоносными (0,1-0,2% P₂O₅), имеют относительно низкое содержание MgO (8–11%) и хотя она близки по составу к карбонатному субстрат руд, этот сингенез по геологическим данным маловероятен.

3.2. Химическая зональность Селигдарского месторождения

При рассмотрении химической зональности по выделяемым зонам метасоматической колонки апатит-карбонатной стадии от вмещающих пород к центральному ядру (рис.18) обращает на себя внимание факт постоянства содержаний MgO для всех типов руд и пород, что обусловлено высоким потенциалом магния (ставшего в условиях сильномагнезиального субстрата инертным) по сравнению с более подвижным здесь кальцием. Подобная ситуация характерна для магнезиальных скарнов [81, 97, 175, 176]. В то же время наблюдается прогрессивная деконцентрация в сторону внутренних зон SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, FeO, K₂O, Na₂O для всей колонки, являющаяся следствием прогрессивной десиликатизации замещающих пород при углекислом метасоматозе. Кальций же и углекислота при переходе от вмещающих силикатных пород архея к апатит-силикат-карбонатным рудам являются соконцентрирующимися с P₂O₅, в остальных зонах – независимыми (инертными). Эти резкие скачки CO₂, P₂O₅ a CaO на переходе вмещающие породы – руды, а также отсутствие здесь резкой деконцентрации остальных компонентов, подтверждает метасоматическую природу апатит-карбонатных пород – углекислые флюиды характеризуются высокими скоростями движения по вертикали с формированием резких фланговых контактов карбонатных пород с силикатным субстратом. В то же время малоподвижные SiO₂, Al₂O₃, FeO, K₂O, которые слабо зависят от состава транзитной среде (карбонатной или силикатной), не образуют при карбонатном метасоматозе резкого фронта деконцентрации. Наоборот, наблюдаются даже запаздывания выноса SiO₂ из конечного продукта (апатит-доломитових руд) с накоплением силикатов в промежуточных зонах. В целом, в результате прогрессивного углекислого метасоматоза происходит переотложение силикатов, магнетита и апатита из внутренних зон во внешние с накоплением P_2O_5 и Fe₂O₃ на контакте с силикатными вмещающими породами (с образованием апатит-силикат-карбонатных руд), выносом SiO₂, Al₂O₃, K₂O за пределами рудного тела (околорудные флогопитизации, тремолитизация, оталькование, окварцевание) и одновременно накоплением их во внешних зонах метасоматической колонки (вхождение в состав силикатов рудного комплекса).

Таким образом, при условии инертного поведения магния, относительно активного кальция и высокой активности углекислых флюидов, сформировавших вышеописанную метасоматическую колонку, мы наблюдаем на Селигдарском месторождении комбинацию действия Ca-Mg-CO₂-метасоматозов.

3.3. Концентрационная зональность Селигдарского месторождения апатита

По имеющимся аналитическим данным силикатного анализа рядовых проб из керна скважин линии II–II по Селигдарскому месторождению произведен анализ взаимной концентрационной зависимости одиннадцати петрогенных компонентов (SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃,

Fe₂O₃, MnO, MgO, Cao, Na₂O, K₂O, P₂O₅, CO₂) как функций друг от друга. В анализируемую выборку сквозного ряда пород и руд (383 пробы) было сведено пять равновеликих выборок, отожествляющих грубую метасоматическую зональность месторождения от периферии к центру: вмещающих архейских биотит-роговообманковых гнейсов, хлоритовых метасоматитов, апатит-силикатных, апатит-кварц-доломитовых и апатит-доломитовых руд. Распределение двух признаков (петрогенных компонентов) аппроксимировалось функцией вида $y = a_0 + a_1 x_1 + a_2 x_2 + \dots + \dots + a_n x^n$. Оценка значимости уравнений функций производилась по коэффициенту вариации. Меньшему коэффициенту вариации (V) соответствует более реальная зависимость друг от друга как функции (V = 0-50% – четкая зависимость, 50-100% – не четко проявленная, V = 100% зависимость отсутствует). Расчеты выполнены на ЭВМ МИР-1, МИР-2 (ТУГРЭ, г. Алдан) и «Минск»-32 (ТПИ, г. Томск).



Рис. 18. Схема химической зональности апатит-карбонатной стадии минералообразования Селигдарского месторождения апатита

1 – вмещающие биотит-амфиболовые гнейсы архея, 2 – апатит-силикат-карбонатные руды, 3 – апатит-кварцдоломитовые руды, 4 – апатит-доломитовые глубинные руда Наиболее значимые зависимости получили при аргументах (в убывающей последовательности) – CO_2 , P_2O_5 CaO, MgO, Fe_2O_3 , K_2O , Al_2O_3 . К сведению, ведущая роль CO_2 в распределении остальных компонентов есть результат не высоких содержаний ее в апатит-карбонатных рудах, а геохимической активности углекислоты (аналогично, для Q-Ort-Pl-метасоматитов ведущими являются K_2O и Al_2O_3 , в не SiO₂).

Наглядным отображением зависимости содержаний компонентов от концентрации CO_2 является меньшая степень кривизны графиков функций от CO_2 (рис.19) даже по сравнению с P_2O_5 (рис.20).

С целью снятия влияния абсолютных величин концентрации аргумента от функций петрогенных компонентов взяты первые производные (их графики показаны на рис. 19, 20). Меньшая степень кривизны графика первой производной свидетельствует о наличии зависимости компонента (петрогенного компонента) от аргумента (P₂O₅, CO₂), градиент графика – об интенсивности этой зависимости. В результате выявлена геохимическая специализация анализируемого сквозного набора руд и пород Селигдарского месторождения апатита – по степени функциональной зависимости (в порядке уменьшения ee интенсивности) - CO₂, CaO, P₂O₅, Fe₂O₃, MgO. Качественно - это набор компонентов метасоматитов Fe-Ca-Mg-формации магнезиальных скарнов [81,97,175,176], что наличием на Селигдарском месторождении парагенезисов апатитподтверждается сходных с минералогическими ассоциациями железорудных силикатных руд. И флогопитовых месторождений. Спецификой же апатитоносных метасоматитов является ведущая роль CO₂, а не CaO или MgO, что, возможно, и обусловило перенос и концентрацию фосфорного ангидрита именно углекислыми флюидами. Обращает на себя внимание изоконцентрация MgO и Fe₂O₃ при аргументе (графики этих функций в субпородной области почти горизонтальны). Подобный эффект описан и интерпретирован Д.С. Коржинским (1972) и Л.И. Шабыниным (1973) в отношении MgO и CaO – в условиях избытка магния в магнезиальных скарнах, концентрация последнего постоянна для всех разновидностей пород, при наличии даже различных парагенезисов минералов. Магний становится инертным, и ведущую роль начинает играть более подвижный в этой обстановке кальций, S нашем случае роль избыточно-инертных компонентов отводится MgO и Fe₂O₃ на фоне подвижных CO₂, CaO, P₂O₅.

В отношении P_2O_5 при анализе графиков первых производных прямолинейно зависимым является только CaO – в силу его прямого вхождения в состав апатита. Первые производные функций CO₂, MgO, Fe₂O₃ имеют криволинейные графики, так как они слабо зависят от концентрации фосфора. наоборот, P_2O_5 является функцией концентрации CO₂ (рис.21) и CaO. Таким образом, распределение апатитовой минерализации Селигдарского типа представляет собой не следствие самостоятельного фосфорного метасоматоза, а производную функцию от концентрации CO₂.

Следует отметить, что кроме вышеописанных компонентов графики первых производных со слабой кривизной имеют K_2O и Al_2O_3 при аргументах CO_2 , P_2O_5 , CaO, Fe₂O₃. Повышенные коэффициенты вариации (70–80%) не позволяют отнести K_2O и Al_2O_3 к категории четкозависимых от названных аргументов, но вид графиков указывает на их парагенетическое родство с ассоциацией CO_2 , P_2O_5 , CaO, MgO, Fe₂O₃. Калий и алюминий, в то же время, являются ведущими компонентами, контролирующими, как отмечалось выше, петрохимию Q-Ort-Pl-метасоматитов, с которыми парагенетически связывается Fe-Ca-Mg-метасоматиты Центрального Алдана [4]. Поэтому на Селигдарском месторождении апатита парагенетического родства K_2O и Al_2O_3 с ассоциацией CO_2 , P_2O_5 , CaO, MgO, Fe₂O₃ подтверждает правильность отнесения апатит-карбонатных пород и формации Fe-Ca-Mg-метасоматитов. Возможность апатитовой специализации метасоматитов этой формации в Центрально-Алданском районе приводится еще А.Д. Михайловым (1973). Спецификой же апатитовых парагенезисов в пределах формации Fe-Ca-Mg-метасоматитов является ведущая,



Рис. 19. Концентрационная зависимость петрогенных компонентов от CO₂: а – графики функции, б – графики их первых производных. Вертикальный масштаб логарифмический

1 – субдородная область; 2 – субминеральная область; 3 – функция имеет четкую зависимость от аргументов (коэффициент вариации уравнения регрессии – 0–50%; 4 – зависимость от аргумента проявлена нечетко (V = 50–100%); 5 – зависимость отсутствует (V > 100%); 6 – граница субпородной и субминеральной зон (инверсия первой производной CaO).



Рис. 20. Концентрационная зависимость петрогенных компонентов от P₂O₅: а – график функций, б – графики их первых производных. Вертикальный масштаб догарифмический Условные обозначения см. рис. 20.

при их образовании, роль CO_2 . Апатитовая минерализация в ассоциации с карбонатной неоднократно описывалась на флогопитовых и железорудных месторождениях Центрального Алдана, но обе они играют подчиненную роль, проявляясь в незначительных масштабах. На Селигдарском, Тигровом и других месторождениях и проявлениях апатит-карбонатных метасоматитов породы представлены названными парагенезисом с подчиненной ролью железорудной (обычно мартитовой) и флогопитовой минерализацией, имеются также проявления переходного типа, например, Осенний Лист, Билир, Хардогас с понижением роли CO_2 и, одновременно апатитовой минерализацией. Напрашивается вывод о существовании фации Fe-Ca-Mg-метасоматитов с интенсивно проявленным CO_2 – метасоматозом. Однако, отсутствие четких обоснований выделения и ограничения фации пока не позволяют сделать этого. К данному моменту достоверно можно аргументировать только специфичность состава рудогенерирующего флюида – системы H_2O-CO_2 с xCO_2 свыше 0,7 – почти нацело состоящего из углекислоты.

3.4. Центральный момент равновесия привноса–выноса карбонатного метасоматоза

Наиболее четкие закономерности в концентрационной зависимости отражаются при рассмотрели бинарных пород, то есть их контактных взаимоотношений. Поэтому были отдельно рассмотрены три выборки силикатных анализов из переходов: вмещающие кристаллические породы \rightarrow апатит-силикат-карбонатные руды; апатит-силикат-карбонатные \rightarrow апатит-кварц – доломитовые руды; апатит-кварц-доломитовые \rightarrow апатит-доломитовые руды. При построении уравнений нелинейной регрессии выявилось существование критических точек, где кривые всех трех различных выборок пересекаются, для этих точек постоянство значений функций при смене аргумента характерно, а также а значении аргумента для всех функций. Так, например, критические точки фиксируются для всех компонентов при аргументе P_2O_5 , равном 8,9% (рис. 22), а при $CO_2 - <26,4\%$ (рис. 21). Аналогично, в критической точке равняется 10,8% как при аргументе CO_2 , так и при P_2O_5 , CaO и т.д.

Математический смысл данных критических точек проявляется в следующем; каждая отдельно взятая выборка при условии достаточного количества включаемых а ее состав чисел, согласно закону больших чисел, отражает свойства генеральной совокупности чисел, из которых и выбраны эти единичные выборки. Соответственно, критические точки пересечения графиков функций являются многомерным численным выражением среднего состава признаков генеральном совокупности центра, вокруг которого идет изменение (вращение) свойств единичных выборок, вследствие изменения градиента графиков их функций. Таким образом, критические точки графиков функций петрогенных компонентов единичных выборок комплекса рудных образований являются численным выражением среднего состава – центрального момента – апатит-карбонатного метасоматоза, стремящегося создать равновесный комплекс пород. Однако, в силу недостаточной эффективности последнего во фланговых и фронтальных частях и избыточного воздействия в центральных и глубинных частях разреза формируется пространственная неоднородность месторождения, и центральный момент затушевывается. Яри рассмотрении любой выборки состава пород и руд, участвующих в метасоматическом процессе, всегда отображается стремление концентрации признаков к равновесию (кривые уравнений нелинейной регрессии пересекают критические точки центрального момента), но вследствие недостатка или избытка ведущего признака (аргумента) и активности последнего в метасоматическом процессе отмечается спектр новообразованных пород со своими локальными составами.

В принципе, центральный момент апатит-карбонатного метасоматоза близок к среднему химическому составу руд Селигдарского месторождения, рассчитанному по всей имеющейся аналитике, но численно ему не равняется (табл. 5). Так, например, среднее содержание P_2O_5 по рудам (6,70%) менее центрального момента (8,9%), что обусловлено эрозией верхней (фронтальной) части месторождения, которая являлась наиболее богатой.

Таким образом центральный момент представляет собой наиболее представительную характеристику апатит-карбонатного метасоматоза – средний состав всего участвующего в этом процессе комплекса пород. Определение его возможно не по генеральной совокупности как в случае использования огромного количества аналитики, а по концентрационным свойствам признаков единичных выборок этой совокупности.



Рис. 21. Графики функций единичных выборок бинарных пород при аргументе CO₂: кружком обозначен центральный момент апатит-карбонатных метасоматитов. Условные обозначения см. рис. 19.



Рис.22. Графики функций единичных выборок бинарных породных групп при аргументе P₂O₅. Кружком обозначен центральный момент состава апатит-карбонатных метасоматитов. Условные обозначения см. рис. 19.

Глава 4. Особенности геохимии микроэлементов по Селигдарскому месторождению апатита

4.1. Геохимическая специализация руд Селигдарского месторождения

Качественная характеристика микроэлементов и отдельные вопросы закономерностей их распределения а апатит-карбонатных рудах Селигдарского месторождения неоднократно приводилось в литературе при геологическом описании месторождения [17–13, 30, 94,109, 141, 160]. Автором же была проведена количественная характеристика состава микроэлементов в пределах выделенных природных разновидностей руд, по которым имелись аналитические данные, собранные по фондовой и опубликованной литературе (табл.10, рис. 23–25). Разделения характеристик распределения микроэлементов по разновидностей руд не наметилось и поэтому ниже рассматривается только единым рудный комплекс.

На основании проведенного анализа распределения микроэлементов в апатиткарбонатных рудах отмечены их характерные спектры элементов-примесей (Ce, La, Y, Yb) и пониженное по отношению к кларку региона содержание Cu, Pb, Ti, V, Ga, Cr, Zr, Zn, Ni, Co, Nb, Ta. Такие элементы как B, Mn, Ba, Sr, Li, Ag содержатся в рудах примерно в тех же количествах, что и во вмещающих породах архея.

Специальной геохимической характеристикой апатит-карбонатных руд Селигдарского месторождения является наличие следующих информативных групп малых и редких элементов-примесей: Ce, La, Y и Yb, Sr, Ba и Mn, Ni, Co, Cr и Ti, Ce, La, Y и Yb преимущественно находятся в виде изоморфных примесей в составе апатита, в меньшей степени – карбонатов, Для этих элементов характерны высокие коэффициенты корреляции с P₂O₅ (а также с CaO, CO₂), что выдвигает их в ранг элементов-индикаторов апатитового оруденения селигдарского типа. В первую очередь, это относится к Се и La, вмещающие породы до существу стерильны в данным отношении (рис. 24). Содержания Y и Yb в рудах повышенное (относительно). однако они малоинформативны ввиду перекрытия доерительных интервалов распределения по вмещающим породам и рудным образованиям (рис. 24). Особенности распределения редких земель в рудах и апатитах Селигдарского месторождения исследовано Л.В. Москвитиной и Ф.Д. Смирновым [100], А.Д. Минеевым [94], В.Б. Василенко [17], и всеми, независимо от отправных генетических гипотез, отмочена типоморфная селективно-цериевая специализация состава лантаноидов рудных образований селигдарского типа. Подобная картина наблюдается и при рассмотрении образований Са-Мд-метасоматитов Центрального Алдана (Петрова, Смирнова, 1982), где в процессе метасоматических замещений метаморфических пород происходит обогащение конечного продукта (диопсидовых пород, базификатов и т.п.) редкими землями с селективной цериевой специализацией. Основными минералами-концентраторами В продуктах Ca-Mgметасоматоза ими определены апатит и сфен, в первичных метаморфических породах апатит и роговая обманка. Следовательно, специализация состава лантаноидов апатиткарбонатных руд Селигдарского месторождения коррелируется с аналогичным составом классических продуктов Ca-Mg-метасоматоза, в том числе апогнейсовых и апобазитовых.

Содержания Sr, Ba и Mn a апатит-карбонатных рудах Селигдарского месторождения необычайно низки; SrO < 0,05%; BaO < 0,10%; MnO < 0,10%, что является следствием типоморфной идеальности состава главных породообразующих минералов (карбонатов) – практически стерильных по микропримесям. Основной минерал-концентратор Sr, Ba, Mn здесь также апатит, но концентрация их в минерале также весьма низка (SrO = 0,16%; BaO – 0,07%; MnO = 0,055 – среднее по 6–43 анализам). В то же время значительное содержание этих элементов является индикатором доломитовых и анкеритовых карбонатитов [133];

Таблица 10

Средний состав микроэлементов в породах и рудах Селигдарского месторождения апатита	10^{-4})	1
---	-------------	---

2		1		•			Типы по	род и руд	1		×			
Элементы	1*	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
В	1,87	0,89	2,96	1,00	4,66	2,59	2,28	2.87	1,34	2,62	4,83	3,02	2,18	3,47
Р	88,00	74,00	32,41	200,05	82,40	71,39	59,81	59,61	32,90	66,00	37,50	9,42	18,24	163,40
Cu	1,29	0,28	0,92	0,65	6,72	1,82	3,23	2,03	3,27	1.56	4,41	1,12	3,13	5,86
Pb	0,91	0,27	0,62	0,52	1,44	1,27	1,13	1,44	1,29	1.64	2,40	1,68	6,74	0,92
Sn	<0,10	<0,10	0,14	10,68	Н.О.	0,46	22,13	0,41	0,07	0,18	0,68	0,33	Н.О.	0,24
Ti	29,83	4,58	87,04	16,53 2	15,30 2	11,01	289,29	196,20	255,00	82,50	441,66	193,67	104,91	221,82
V	1,20	0,90	0,96	16,53	4,02	4,47	5,43	2,07	3,40	1,28	3,81	1,56	0,91	2,92
Mn	143,83	152,80	127,04	110,56	35,33	82,28	48,30	144,87	63,00	229,00	72,50	29,50	126,11	91,73
Cd	0,28	0,07	0,26	0,07	1,00	1,13	0,78	0,67	0,90	0,36	1,22	0,99	Н.О.	1,77
W	0,08	<0,01	0,06	0,01	1,06	0,11	1,02	0,21	н.о.	Н.О.	0,81	0,75	0,29	0,22
Cr	0,85	<0,10	2,61	0,83	5,42	3,89	9,34	10,07	2,75	3,01	25,33	10,45	2,74	5,76
Ge	0,02	<0,01	0,03	<0,01	0,11	0,07	0,19	0,08	н.о.	0,22	0,18	0,10	Н.О.	0,14
Ba	8,83	1,00	2,79	4,67	3,93	2,21	3,47	7,96	6,50	15,50	Н.О.	1,00	3,51	6,67
Nb	<0,50	<0,50	2,80	<0,50	1,25	1,03	1,02	1,00	1,52	Н.О.	1,90	1,85	Н.О.	0,66
Mo	Н.О.	Н.О.	Н.О.	н.о.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	0,20	0,12	0,08	0,37	0,19	0,06	0,12
Ce	80,00	87,00	49,62	14,72	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00
Li	0,60	Н.О.	0,41	0,47	0,54	0,20	0,27	0,28	Н.О.	Н.О.	0,41	0,17	Н.О.	0,16
Y	2,07	3,18	4,48	1,38	2,44	1,43	0,61	0,85	2,75	1,02	1,66	1,39	Н.О.	1,86
La	153,30	125,60	129,69	29,43	3,73	2,02	<1,00	1,00	1,00	9,75	1,00	6,18	1,00	3,69
Zr	1,02	1,16	3,88	0,60	13,00	10,94	5,47	10,33	9,45	6,70	6,33	11,35	Н.О.	6,29
Ag	0,03	1,01	0,01	0,02	0,03	0,02	0,01	1,01	0,03	0,01	0,03	0,03	0,06	0,03
Zn	Н.О.	Н.О.	1,06	н.о.	3,67	4,19	7,00	Н.О.	3,80	Н.О.	12,50	4,07	3,29	4,37
Ni	0,15	0,03	0,36	0,51	1,31	1,97	1,50	4,92	2,30	0,48	22,70	1,50	0,52	1,08
Co	0,20	0,12	0,58	1,64	0,31	1,97	1,72	1,35	1,70	0,52	15,92	Н.О.	1,04	1,12
Sr	Н.О.	25,00	2,30	1,63	0,44	0,87	0,82	2,25	Н.О.	9,20	Н.О.	Н.О.	2,41	2,19
Количество проб выборке	30	50	27	30	98	104	23	27	20	20	12	60	54	75

Примечание:

Типы пород и руд: 1 – апатит-кварц-доломитовые руды; 2 – апатит-доломитовые руды; 3 – рудные брекчии; 4 – апатит-кальцитовые руды; 5 – биотитовые гнейсы;
6 – биотит-амфиболовые гнейсы; 7 – амфиболовые гнейсы; 8 – диопсидовые гнейсы; 9 – биотит-гранатовые гнейсы; 10 – кальцифиры; 11 – амфиболиты; 12 – кварцортоклаз-плагиогранитные метасоматиты; 13 – осадочные доломиты юдомской свиты (платформенный чехол); 14 – мезозойские магматические дайковые породы (щелочные трахиты, сиенит-порфиты);

** – н.о. – элемент не определялся.



Рис 23 Распределение доверительных интервалов и средних значений В, Сu, Pb, Ti, Y, Mn пород и руд Селигдарского месторождения апатита

1 – апатит-кварц-доломитовые руда (количество проб в выборке n = 30); 2 – апатит-доломитовые руды (n = 50); 3 – рудные брекчии апатит-карбонатных руд (n = 27); 4 – апатит-кальцитовые руды (n = 30); 5 – биотитовые гнейсы (n = 98); 6 – биотит-амфиболовые гнейсы (n = 104); 7 – амфиболовые гнейсы (n = 23); 8 – диопсидовые гнейсы (n = 27); 9 – биотит-графитовые гнейсы (n = 20); 10 – кальцифиры (n = 20); 11 – амфиболиты (n = 12); 12 – кварц-ортоклаз-плагиоклазовые метасоматиты (n = 60); 13 – осадочные доломиты юдомской свиты нижнего кембрия (n = 54); 14 – мезозойские магматические порода даек и пластовых интрузий (n = 75).



Рис.24 Распределение доверительных интервалов и средних значений Ga, Cr, B, Ce, V, La по разновидностям руд и пород Селигдарского месторождения апатита Условные обозначения см. рис. 23.



Рис. 25. Распределение доверительных интервалов и средних значений Li, Zr, Zn, Co, Ag по разновидностям руд и пород Селигдарского месторождения апатита Условные обозначения см. рис. 23.

SrO = 0,10–0,66%; BaO = 0,01–0,08%; MnO = 0,20–6,70%. Такое резкое отличие содержании названных элементов при сравнении апатит-карбонатных руд Селигдара с карбонатитами неоднократно приводилось в качества довода против карбонатитовой гипотезы генезиса Селигдарского месторождения [105, 109–110, 160].

отношении стронция дополнительно В можно привести специфику его перераспределения в кальцифирах федоровской свиты при метасоматических изменениях. Содержание SrO в кальцифирах района Селигдарского месторождения апатита колеблется в пределах 0,20-0,65% (среднее содержание по 34 пробам – 0,36%). При мраморизации же кальцифиров происходит почти полный вынос стронция (до 0,05-0,0%). Аналогичный процесс наблюдается и при замещении их апатит-карбонатными метасоматитами. кальцифиров Наблюдаемая метасоматическая мраморизация (десилификация) в Центральном Алдане большинством исследователей [81, 97, 175–176] парагенетически связывается с постмагматической деятельностью инверсионных гранитоидов, предшествуя магнезиальному скарнированию. В очередной раз приводится пример сходства геохимических особенностей образований Q-Ort-Pl-метасоматитов и апатит-карбонатных руд.

Ni, Co, Cr и Ti являются типичным набором сидерофильных элементов, повышенные содержания которых характерны для базит-гипербазитовых комплексов пород (табл. 10, рис. 23–25, амфиболиты), для рудного же комплекса Селигдарского месторождения, наоборот, характерны весьма низкие значения содержании этих элементов. В процессе формирования апобазитовых карбонатных метасоматитов Ni, Co, Cr и Ti выносятся во фланги рудного тела и вмещающие порода месторождения с образованием локальных аномалии. Контролируемые разрывной тектоникой эти аномалии, как правило, приурочены к участкам повышенного содержания магнетита (мартита) в рудах периферии месторождения (Ni, Co, Cr, Ti), сфеновой магнетитовой и гематитовой минерализации по зонам разрывных нарушений близ главного рудного тела (Ti, Ni, Co, Cr) и шлировой сульфидной минерализации, наложенной на апатит–карбонатные руды преимущественно фланговых частей рудного тела, внутрирудные метасоматиты (Co). Таким образований и переотложения их в виде

локальных проявлений по периферии и за пределами главного рудного тела не противоречит общей схеме карбонатного метасоматоза, способствующего очищению конечного продукта от примесей.

Кроме вышеназванных групп элементов для апатит-карбонатных руд Селигдара, информативными являются Cu, Pb, Zn, Y, Ga, Zr (рис.23–25), содержания которых относительно низки (по сравнению с вмещающими породами). Это – следствие прогрессивного карбонатного метасоматоза, приводящего как и в случае с сидерофильной группой к самоочищению пород от элементов-примесей.

В нелом геохимическая специализация микроэлементов апатит-карбонатных образований составом, ведущими определяется минеральным где минераламиконцентраторами являются апатит (Ce, La, Y, Yb, Ba, Sr, Mn, Th) и доломит (Mn, Sn). Одновременно последний характеризуется типоморфной идеальностью состава, и в процессе карбонатного метасоматоза очищается от микропримесей, способствуя упрощению состава породи в целом.

До апатит-карбонатным рудам Селигдарского месторождения в достаточно большом объеме выполнены определения изотопного состава серы (Виноградов и др., 1975), кислорода и углерода (Смирнов, 1977; Герасимов и др., 1978). Однако, эти данные укладываются в широком диапазоне изотопных составов названных элементов, что позволяет различным авторам, опираясь на одни и те же аналитические данные, обосновывать разные гипотезы формирования селигдарских апатит-карбонатных пород; осадочную (Герасимов и др., 1978), осадочно-метаморфическую (Виноградов и др. 1975; Файзуллин и др., 1978; Парфенов, 1979, 1982) и карбонатитовую (Смирнов, 1977, 1980).

Скорее всего этот разброс данных изотопного анализа S, O, C является следствием смешанной ювенильно-метаморфогенной природы рудогенерирующих флюидов [109]. Однако в связи с имеющейся дискуссией по этому вопросу данный материал признан малоинформативным и поэтому не рассматривается.

4.2. Геохимическая специализация апатитовых руд селигдарского типа из апатитопроявлений и месторождений Центрального Алдана

Апатитоносные метасоматиты селигдарского типа на территории Центрального Алдана апатит-гематит-карбонатными, апатит-карбонатными, апатит-карбонатпредставлены калишпатовыми, апатит-кварц-калишпатовыми, апатит-хлорит-калишпат-кварцевыми, апатит-гематит-кварцевыми и другими разновидностями. В целом, их можно объединить в три группы: апатит-калишпатовые, апатит-карбонатные и апатит-кварцевые руды. Первая и вторая группы соответствуют слабой и сильной интенсивности карбонатного метасоматоза. последняя же разность представляет продукт литофикации протерозойской коры выветривания. Однако все выделенные группы и отдельные разновидности являются вариациями единого минерального парагенезиса апатит-карбонатных метасоматитов (раздел 2.2.1). Поэтому, должно наблюдаться единство их геохимических характеристик вне зависимости от различий в минеральном составе. К такой типоморфной группе относятся, как отмечалось выше, ассоциация редкоземельных элементов, обусловленная постоянным присутствием в составе всех разновидностей руд главного их минерала-концентратора – апатита. Имеющиеся матрицы коэффициентов корреляции для микроэлементов по известным апатитопроявлениям (Энтин, Киселев, 1976ф) были обработаны кластерным анализом с изучением как положительных связей [75], так и отрицательных. Окончательные результаты в связи с большим количеством признаков показаны не в виде диаграмм (как на рис. 16, 17), а строчной записи выделенных группировок элементов (рис. 26). В целом для апатитопроявлений выделяется обычно большинства проанализированных две-три группировки элементов, когда для классических примеров геологических задач с таким же количеством признаков их образуется шесть-десять (Крамбейн, 1973), что показывает интенсивность геохимических взаимоотношений в эндогенном процессе.

1 Селиглар	La + Ce + P + (V + Mn) - Ag - Ti				
1. Селигдар	Co + Cd + Ti + Pb + (Ni + Cu) + Ag - V - Mn				
2 Тигровий	Ce + La + P + Y + Sr + Mn - Cr - Ni				
2. Тигровыи	Ni + Co + V + Mo + Cr + Cu Ti + Nb + Zr				
3. Осенний Лист	La + Pb + Ce + (Ti + Yb) + V + Y + P - MnMn + Sn + Cu + Ga - Yb				
4. Нирянджа	La + Ce + Pb + Be + Ag + Y + B + (Cr + Bi) - Zn				
	Co + Ni + Mo + Zn + Cu + Ag Ti + V + Ga				
5. Дорожный	La + Ce + Mo + Ag + P + Sn + Pb + (Ti + Ni + Y) - Zn - Mn - Cr				
	Zn + Ga + Mn + Cr + Li + V + Cu + Bi + Be + Mo - Ni - Ti				
6 Шионовоний	La + Ce + Mo + Pb + Ag + (Be + Y + P + B) - Mn - Co				
0. Чкаловский	Mn + Co + Zn + Cr + Ti + Ni + Ge + Sn + W + V + Ga + Ba - Ce				
7 Породиций	La + Ce + Be + Ni + Mo + Ge + Co + P + Li + (V + Y + Nb + Mn) - Sn				
7. дородный	As + Pb + Cu + (Ag + Bi + Zn) + Ga + Cr + Ti - P				
	La + Ce + Mn + Ge + (P + V) - Cr - Mo				
8. Капля	V + Pb + Sn + (Cr + Ni + Mo + Cu) + Zn - La - Ce				
	Ti + Nb + Ga				
	P + La + Y + Ce				
0 Саан Киорди	Co + Ge + Ni + (Mn + Zn) + Li + Pb + Cu + (V + Ga)				
7. Caall-Krujilb	Ti + Nb + B				
	Mo + Sn + Cr				

Рис. 26. Корреляционные комплексв микроэлементов по данным кластерного анализа для апатит-карбонатных – (1–3); апатит-кварцевых – (4–6); апатитсодержащих калишпатовых разновидностей пород – (7–3) апатитопроявлений Центрально-Алданского района

Сквозными признаками ведущей группы (наиболее сильные корреляционные связи) являются La, Ce, P, Y – элементы-индикаторы апатита. В апатит-карбонатных рудах в ведущую группу входят также Sr, Mn, V, обусловленные наличием концентратора доломита, имеющего прямую корреляционную связь с распределением апатита. В случае кварцевых руд наблюдается включение в эту же группу халькофилов (Pb, Cu, As, Bi, Mo, Ag) в виду избирательного наложения сульфидной минерализации на кварцевый субстрат страт руд. Имеются также единичные факты преимущественного осаждения халькопирита и галенита на апатит (возможно, имеющего ту же природу, что и избирательное осаждение гематита) и это подтверждается имеющейся корреляцией халькофилов с редкими землями. Кроме вышеназванных, в ведущую группу входят элементы с интенсивными отрицательными связями – такие как Ti, Cr, Nb, Sn, Mn. Эти элементы являются деконцентрирущими в процессе метасоматоза (Ti, Cr, Ni, Sn) жди выветривания карбонатного материала (Мп для кварцевых разностей руд).

Вторая группа более неоднородна и обычно включает смешанные ассоциации сидерофильных и халькофильных элементов. Главными элементами в этой группе – Со, Ni, Cr и, по мнению автора, ведущим минералом-концентратором здесь является гематит (мартит). Этим признакам антагонистичны на большинстве апатитопроявлений La и Ce.

В трех случаях выделяется третья группа: Ті, V, Ga – для апатит-кварцевых руд Нирянджи и Ті, Nb – для апатит-калишпатовых пород Капли и Саап-Кюэля. Вероятно, это следствия локально проявляющейся минерализации сфена, наложенной на рудные образования, что имеет место на всех типах апатитопроявлений Центрального Алдана.

Таким образом, можно сделать вывод о том, что геохимические особенности распределения микроэлементов в рудах контролируется их минеральным составом.

4.3. Геохимическая специализация вмещающих пород Селигдарского месторождения апатита

Вмещающий комплекс метаморфических пород архея неоднороден до минеральному составу. Это обусловлено локальным характером распределения минералогических ассоциаций, неравномерно проявленных процессов гранитизации, диафторезов амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Соответственно, распределение микропримесей в

архейских породах в пространстве локально неоднородно, хотя средние составы всех видов гнейсов весьма близки. Вообще для площадей распространения метаморфических пород описываемого района характерны геохимические поля, состоящие из одних экстремумов, а после первого сглаживания представляющие собой снивелированные ровные слабоаномальные поверхности. Для изучения разновидностей: биотитовых, биотитамфиболовых, амфиболовых, диопсидовых, биотит-графитовых гнейсов, амфиболитов, кальцифиров и кварц-ортоклаз-плагиоклазовых пород не наблюдается сколько-нибудь резких отличии до составу и содержанию микроэлементов. Доверительные интервалы распределений этих элементов перекрываются у всех разностей метаморфических пород (рис.22–24). Наблюдаются лишь повышенные средние содержания (в 5–10 раз) Сг, Ni и Со в амфиболитах, но в связи с перекрытием нижних доверительных интервалов они также неинформативны.

Породы платформенного чехла – осадочные доломиты нижнего кембрия и пластовые интрузии сиенит-порфиров – более однородны до сравнению с архейскими. Геохимические доля над ними ровные слабоградиентные с выраженными аномалиями хорошо коррелируемыми с геологическими объектами. По средним значениям породы чехла не выделяются на фоне архейского фундамента за исключением несколько повышенного содержания в первых Cu, Pb, Ag, Ga (рис. 22–24).

По данным кластерного анализа для метаморфических пород архея наблюдается выделение от трех до пяти групп с весьма неупорядоченным составом (рис. 27). Сквозных групп элементов и корреляции их с минеральным составом не отмечено.

Для доломитов нижнего кембрия получена единая группа, включающая все анализируемые элементы. Такая структура геохимических связей имеет место яри одноэтапном гомогенном процессе формирования породы с включением в сферу геохимического взаимодействия большинства микроэлементов. Скорее всего, это результат хемогенного осадконакопления и диагенеза доломитов (рис.27). Для мезозойских магматических пород выявлена четкая группировка из пяти кластеров (рис. 27): две халькофильных (связанные с постмагматической сульфидизацией), редкоземельнофосфорная апатит ассимилированных карбонатных руд (см. 5.2), никель-кобальтовая (темноцветы – роговая обманка, авгит) и редкометальная (акцессорная минерализация – сфен, циркон и т.п.).

Описанные комплексы вмещающих пород, за исключением мезозойских магматических, характеризуются геохимической неоднородностью. В них отсутствует постоянная группа фосфат-редкоземельных элементов – индикатор апатитового оруденения за исключением мезозойских магматических пород. До содержаниям Се и La все разновидности вмещающих пород стерильны. Таким образом, элементы редкоземельной группы могут быть применены для индикации апатитового оруденения как в виде интерпретации их моно- и полиэлементных аномалий, так и построения полей аддитивных, мультипликативных и факторных функций.

4.4. Микроэлементы в концентрационной зональности апатиткарбонатных метасоматитов и их центральный момент состава

Как и для петрогенных компонентов на Селигдарском месторождении наблюдается концентрационная зависимость содержаний микроэлементов от CO_2 и в меньшей степени от CaO, MgO, P_2O_5 и Fe₂O₃ (в порядке убывания влияния).

В зависимости от содержании углекислоты большинство микроэлементов являются деконтрирующимися. Эта тенденция наиболее четко видна для Li, Ti, Cr, Ni, Co, Zr, Ga; в меньшем степени для B, V, и только в виде графическом зависимости (высокие коэффициенты вариации рассчитанного полинома) у Zn, Cu, Pb, Mo, Ga (рис. 28). Соконцентрирующимися являются La, Ge и Y, но их концентрационная зависимость от CO₂ слаба в связи с четким контролем этих элементов содержанием апатита. Практически

независимыми от содержания CO₂ являются Ag, Sr, Ba (изоконцентраты).

	Ni + Co + Cr + (Mo + Sr) + Ge + Cu + Mn
FUOTUTODI LO DUOŬOL	Zr + Li + La + (B + Y) + Ba
Биотитовые тнейсы	Pb + Zn + Nb
	V + Ba Ti + Ag
	Cu + Mo + Co + Li
Г	Ga + Ge + Zn + Ba + Zr + Mn + Ag + Nb
Биотит-амфиооловые	Cr + Ni
гнеисы	Pb + W
	Sn + V + P + La + Sr + V + Ba + Ti + Ce
	Cu + W + Co + Li
	Ni + Sr + B + Cp
Амфиболовые гнейсы	Mn + Zn + Mo + V + Ga + Sn + P
-	Ti + Y + Ge
	Nb + Ag + Zn + Pb + Ba
	Ga + Zn + V + (Ni + Co) + Ge + Cr + Nb + (Ti + Li) + Mo + Zn
Π	Cu + Ag + Mn
диопсидовые гнеисы	Be + Sn + W
	Ba + Sp + P + Y
	Ag + V + Ni + P + Cr
F 1	Pb + Co + Sn
ьиотит-графитовые	Cu + Gq + Nb + Mn
гнейсы	Ba + Mo + Y
	Ti + Zr + Zn + B
	Pb + Sn + Ge + Ba
16	Ga + Mo + Co + Ni + Ti + Cr
кальцифиры	Cu + Zr + V + Y + P
	B + Ag + Mn
	Pb + Co + Cu + Ag + Mn + Li
Кварц-ортоклаз-	Ti + Ge + Zr + Nb + Y + (Ce + La)
плагиоклазовые	Sn + Cr + Te + Ni
метасоматиты	B + Zn + P + W
	Ga + Mo + V + Ba
Доломиты юдомской	$(\mathbf{D} + \mathbf{N}' + \mathbf{D} + \mathbf{D} + (\mathbf{T}_{\mathbf{D}} + \mathbf{M}) + \mathbf{T}' + \mathbf{M} + \mathbf{A}_{\mathbf{D}} + \mathbf{O}_{\mathbf{D}} + \mathbf{M}_{\mathbf{D}} + \mathbf{D}_{\mathbf{D}}$
свиты	Cr + NI + P + B + (Zn + V) + II + W + Ag + Cu + Pb + NIn + Ba
	Pb + Zn + Ag + Mn
Maaaaa ¥aaaaa aaaa	Ce + La + Y + P + B + Sn + Ba
мезозоиские сиенит-	Cu + Ga + W + Mo
порфиры	Ni + Co + Li + V
	Mb + Zr + Ti

Рис.27 Корреляционные комплексы микроэлементов по данным кластерного анализа для разновидностей вмещающих пород района Селигдарского месторождения апатита

В приложении к распределению P_2O_5 как и для петрогенных компонентов у микроэлементов при рассмотрении концентрационной зависимости наблюдается множество критических точек (рис. 29). Соконцентрируащимися с высокой корреляцией с P_2O_5 являются только Се и Y, в меньшей степени – La и Sr. Явно деконцентрирущийся – только барий. Все остальные элементы и по коэффициентам вариации и графически независимы от концентрации P_2O_5 и, подчиняясь в первую очередь распределению CO_2 , образуют в интервале 4,0–10% P_2O_5 различной амплитуды, минимум соответствующей позиции конечного продукта углекислоты метасоматоза на этом графике. Исключение составляет серебро, как и в случае с CO_2 не зависящее от концентрации P_2O_5 .

Практическое отсутствие минимума в области 4–10% P_2O_5 у Co, Ni и Cr объясняется тем, что кроме четкой зависимости от CO₂ для их содержания большую роль играет аргумент – Fe₂O₃. Распределение Co, Ni и Cr в области 4–10% P_2O_5 представляет собой суперпозицию их функций CO₂ и Fe₂O₃ – в этой же области независим от P_2O_5 , являясь инертным компонентом (рис.18, 19).

Таким образом, как и для петрогенных компонентов, дал микроэлементов ведущим контролирующим геохимическим фактором является распределение CO_2 – следствие интенсивного проявления прогрессивного углекислого метасоматоза, Конечным продуктом этого процесса является апатит-доломитовая порода, очищенная от деконцентрирущихся микропримесей: Ge, Mo, Li, Ni, Co, Pb, Cu, Cr, V, Zr, B, Ti. Остается лишь группа примесей-соконцентратов: Ge, La, Y, в меньшем степени – Ва и Sr.

Следует отметить, что при рассмотрении концентрационном зависимости от P_2O_5 деконцентрация элементов при подхода к субминеральной зоне апатита четко выражена. При содержании P_2O_5 свыше 20–22% автолизия субапатитовой породы от микропримесеи происходит интенсивнее, чем в зоне карбонатов у CO_2 . Следовательно, как геохимически ведущий аргумент – P_2O_5 более активен, нежели CO_2 . Однако, в приложении к Селигдарскому месторождению мы имеем обратную картину, что исключает сколько-нибудь значимую роль чисто фосфорного метасоматоза.

Как рассматривалось выше (раздел 3.4) для петрогенных компонентов экстрополяцией графиков уравнений нелинейной регрессии двух-трех единичных выборок определялся состав равновесной породы – центральный момент апатит-карбонатного метасоматоза, для микроэлементов применен более простой способ его определения: исходя из постоянства значений функций в критической точке при смене аргумента и, наоборот, аргумента при смене функции, пересечение двух уравнении нелинейной регрессии $F_1 = f(F_2)$ и $F_2 = f(F_1)$ есть решение задачи центрального момента. Таким образом получены количественные характеристики центрального момента состава микроэлементов, используя аргументы – P_2O_5 , MgO, Fe₂O₃, CaO, CO₂. Ошибка определения микроэлементов рассчитана как среднеквадратичное отклонение выборки рядовых определений при различных аргументах (табл. 11).

Дополнительно следует отметить, что для Sn, W, Nb получены отрицательные значения центрального момента метасоматоза (приравненных к нулевому решению), что связано с отсутствием значимее величин функции в области высоких значений аргументов и фактической экстраполяции из области значимых положительных значений функций и аргументов в отрицательную) область функций. Скорее всего здесь имеет место та же деконцентрация от CO₂ с центральным моментом, близким к нулю, но не выявленным из-за низкой чувствительности анализов (полуколичественный спектральный III категории).

В соответствии с описанными выше закономерностями, в процессе прогрессивного углекислого метасоматоза происходит очищение его продуктов от большинства микропримесей, что отражено и в составе равновесной породы; по сравнению с фоном вмещающих архейских пород содержание B, Ag, Pb, Cu, V, Ga ниже в 2–5 раз; Co, Ni, Cr, Ti, Zn – в 10–20 раз. Одновременно наблюдается обогащение Y, Sr и Ba (в 2–3 раза выше фона) Се и La (в 10–20 раз).

Таблица 11

Элементы	Содержание, вес. %	Элементы	Содержание, вес. %
Ti	$0,010\pm 0,001$	Cu	$0,\!00052\pm0,\!00015$
La	$0,018 \pm 0,002$	Pb	$0,\!00050\pm0,\!00015$
Ce	$0,0123 \pm 0,0003$	Li	$0,\!00047\pm0,\!00005$
Ba	$0,0072 \pm 0,0002$	Со	$0,\!00025\pm0,\!00001$
Sr	$0,070 \pm 0,0005$	Ni	$0,00015 \pm 0,00002$
Y	$0,0031 \pm 0,0001$	Cr	0,000093±0,000004
В	$0,0016 \pm 0,0004$	Ga	0,000045±0,000003
Zr	$0,0012 \pm 0,0005$	Mo	0,000015±0,000003
V	0,00085±0,00015	Ag	0,000015±0,000001
Zn	$0,00075 \pm 0,00005$	Ge	0,000004±0,0000 03

Центральный момент состава микроэлементов процесса апатит-карбонатного метасоматоза



Рис. 28. Графики концентрационной зависимости содержаний микроэлементов от CO₂. Вертикальный масштаб логарифмический. Условные обозначения см. рис. 19.



Рис.29. Графики концентрационной зависимости содержаний микроэлементов от P₂O₅ Вертикальный масштаб логарифмический Условные обозначения см. рис. 19.
Глава 5. Прикладная геохимия в приложении к апатитоносным породам селигдарского типа

5.1. Геохимические поиски по вторичным ореолам рассеяния

Для апатитоносных пород Селигдарского типа и Нирянджинского характерны постоянный спектр элементов-примесей рудных образований (P, Ce, La, Y, F), по концентрации которых они резко отличаются от вмещающих их архейских метаморфических образований. Эти особенности, а также недостаточная эффективность применяемых геологических и геохимических методов поисков являются предпосылками внедрения геохимических методов поисков апатитовых руд [5–2].

При разработка и внедрении методик поисков апатитовых руд, с целью повышения их основное внимание уделялось рациональному выбору оперативности. элементовиндикаторов, ускорению процессов лабораторных определений элементов, упрощению интерпретации полученных результатов. Наиболее целесообразной была принята методика построения моноэлементных карт концентраций с использованием экспрессных ядернофизических методов определения элементов-индикаторов в лабораторном и полевом вариантах. Элемент-индикатор – Се – выбран, исходя из типоморфных особенностей апатита и наличия его в концентрациях, удобных для количественных определений [52]. Методика экспрессного рентгенорадиометрического анализа (EPA) CeO₂ внедрены в Геофизической партии ТУГРЭ ПГО «Якутскгеология» (Лупарев А.В., Пестерев С.Н., Леонов А.О.) при содействии сотрудников НПО «Рудгеофизика» (Софаров А.Р. и др.) на двухканальном анализаторе РРК-103 «Поиск». Средние содержания СеО₂ во вмещающих рудных образованиях архейских, кембрийских и мезозойских пород (табл. 12), не обнаруживают закономерных изменений в зависимости от петрографических и генетических характеристик и не превышают 0,005-0,010%. Для апатитоносных пород характерны содержания СеО₂ не менее 0,020% (до 1,0%). В связи со слабом обнаженностью площадей Алданской апатитоносной провинции единственно возможной является литогеохимическая съемка по вторичным ореолам рассеивания. Возможность ee применения показана также Р.М. Файзуллиным с соавторами [159]. Так как Алданское нагорье по биоклиматическим условиям относится к северо-таежной подзоне с суровыми климатическими условиями и наличием многолетней мерзлоты – выветривание коренных пород происходит медленно и слабо, химические превращения играют подчиненную роль. Соответственно здесь преобладают механические ореолы рассеивания а при имеющемся пологом рельефе отражающие реальные контуры рудных тел. Апатит, кроме этого, даже при слабом химическом выветривании буферизуется растворимыми карбонатами, что приводит к накоплению первого. Единственным отрицательным фактором является накопление в делювиальных отложениях более прочных по сравнению с апатит-карбонатными рудами пород (гранитов, гнейсов). Так, например, содержания Р2О5 в рыхлых отложениях на дневной поверхности Селигдарского месторождения составляет 3,28% (среднее из 82 проб). при содержании in situ – 6,21% (71 проба). Однако, одновременно идет дробление хрупкого апатита и накопление его в тонких фракциях, из которых и отбираются литогеохимические пробы.

В связи с тем, что из апатитопроявлений Селигдарского типа промышленный интерес имеют объекты с параметрами в сотни метров, наиболее рациональна разреженная сеть литохимического опробования 250×50 м, принятая в поисковых проектах Селигдарской ГРП.

Апробация методики рентгенорадиометрической съемки (PPC) CeO₂ в площадном варианте бала проведена Ядерно-физическим отрядом Геофизической партии ТУГРЭ на трех морфологических типах апатитовых месторождений (Селигдарское, Тигровое, Нирянджа), являющихся эталонными для Алданской апататоносной провинции.

Селигдарское месторождение представляющее собой крупное штокообразное тело апатит-карбонатных пород, частично перекрыто платформенными отложениями.

Непокрытая часть рудного тела надежно фиксируется повышенными концентрациями CeO₂ (рис. 30а), Контрастность аномалий составляет 1–2 порядка.

ъ

a 0

Таблица 12

Распределение CeO ₂ во вмещающих породах Селигдарского месторождения апатита							
Название пород	Количество проб в выборке	<u>Среднее содержание</u> мин.–макс. содержание					
Биотитовые гнейсы и сланцы	22	<u>0,006</u> 0–0,019					
Биотит-амфиболовые гнейсы и сланцы	16	<u>0.006</u> 0–0,021					
Амфиболитовые гнейсы и сланцы	40	<u>0,003</u> 0–0,018					
Параамфиболиты	3	<u>0.001</u> 0–0,002					
Ортоамфиболиты	4	<u>0.025</u> 0,01–0,05					
Гранитогнейсы	8	<u>0,003</u> 0–0,006					
Граниты	6	<u>0,002</u> 0–0,006					
Кальцифиры	32	<u>0,006</u> 0–0,020					
Диопсидовые сланцы	4	<u>0,010</u> 0,07–0,011					
Кордиеритовые гнейсы	1	0,005					
Биотит-гранатовые гнейсы	1	0,001					
Графитсодержащие сланцы	1	0,001					
Протерозойские диабазы	1	0,001					
Зеленосланцевые диафториты	1	0,001					
Доломиты юдомской свиты (нижний кембрии)	1	0,002					
Мезозойские роговообманковые сиенит-порфиры (пластовые тела)	3	<u>0,015</u> 0,001–0,007					
Мезозойские роговообманковые сиенит-порфиры (дайковые тела)	15	<u>0,010</u> 0– 0,18					

Тигровое месторождение представляет собой штокверк, образованный двумя системами жил апатит-карбонатного состава. Площадь выхода руд на поверхность надежно оконтуривается ореолом церия (рис. 30б). Кроме того, по графикам концентраций получена дополнительная информация о размещением рудных тел. Контрастность аномалий также 1–2 порядка.

Месторождение Нирянджа, в отличие от первых двух примеров, характеризуются жильным типом апатит-кварцевой минерализации. Аномальными содержаниями церия отмечается рудная зона в целом. а также площади выхода метасоматически измененных пород. Рентгенорадиометрическая съемка CeO₂ на слабоапатитоносных площадях (проявления Турук, Могильный и др.) показала высокую разрешаемость этого метода – на точечных аномалиях при содержании CeO₂ свыше 0,015% в рыхлых отложениях визуально обнаруживаются обломки апатитовых руд.

Таким образом, можно с высокой степенью вероятности интерпретировать аномалии церия как проявления апатитовой минерализации. Из проведенных работ следует отметить выявленную аномалии церия на участке Тунгустах размером 400×500 м, совпадающую с комплексной геофизической аномалией и подтвержденной находками апатит-карбонатных руд.

Из других элементов-индикаторов возможно использовать фтор о применением экспрессного его определения на серийных полевых гамма-спектрометрах СП-3М и СП-4. Апробация методики фторометрической нейтронно-активационной съемки (ФНАС) также проведена на месторождениях Селигдар и Тигровое, где аномальными концентрациями

фтора отмечаются общие контуры выходов рудных тел (рис. 30а). Следует однако отметить, что соизмеримыми по интенсивности аномалиями отмечаются в архейских породах зоны, обогащенные биотитом и флогопитом, и участки флюоритизации, связанные с мезозойскими дайками щелочного состава.



Рис. 30. Графики концентрации CeO₂ и F; а – по профилю А–А Селигдарского месторождения апатита, б – по площади Тигрового месторождения апатита (съемка и анализы А.В. Леонова, С.Н. Пестерева, 1979–1981 гг) 1 – апатит-карбонатные метасоматиты; 2 – метаморфические породы сиенит-порфиров; 5 – геологические границы;6 – разрывные нарушения;

а – установленные, б – предполагаемые; 7 – графики продольных съемок CeO₂ и F; 8 – контур аномалии CeO₂ на Тигровом месторождении апатита

Применение НАС фтора малоэффективно в связи с неоднозначностью интерпретации его аномалий, но в случае его применения для других целей, например, – геолого-съемочных и поисковых работ на флогопит – возможно использование этих материалов и на апатит.

Кроме организации геохимических поисков апатита на новых площадях и объектах целесообразно применение имеющихся в наличии данных геохимического опробования метасоматитов неясного генезиса, рыхлых отложений, накопленных за сорок лет геологосъемочных. поисковых И разведочных работ Тимптоно-Учурской ГРЭ ΠΓΟ «Якутскгеология». Основной объем спектральных приближенно количественных анализов (до 41 элемента) выполнен в одной лаборатории ТУГРЭ и этим исключается ошибка из-за несбивки данных различных лабораторий. Выделены спектры элементов, характерных для различных минеральных ассоциаций апатитовых руд, основу которых составляют Р, La, Ce, Y, Yb, образующие моноэлементные и комплексные ореолы рассеивания. По известной методике [59] составлены эмпирические уравнения факторов:

для апатит-карбонатных руд селигдарского типа;

$$F_{C} = 0.59C_{P} - 0.097C_{Ti} + 0.422C_{V} + 0.171C_{Mn} + 0.318C_{v} + 0.863C_{w} + 0.865C_{Ce};$$

• для апатит-кварцевых руд нирянджинского типа:

$$F_{H} = 0,59C_{Be} + 0,248C_{B} + 0,737C_{P} + 0,403C_{Ce} - 0,344C_{Mn} - 0,03C_{Cu} + 0,451C_{Y} + 0,787C_{La} + 0,734C_{Li} - 0,659C_{Pb} + 0,315C_{Bi} + 0,553C_{As};$$

• для делювиальных отложений Селигдарского месторождения:

$$\begin{split} F_{P_{bIXJI}} = 0,416C_p + 0,807C_{Ce} + 0,843C_Y + 0,855C_{La} + 0,648C_{Ba} + 0,657C_{Sr} - 0,208C_{Nb} + 3,565C_{Zr} + \\ + 0,64C_{Yb} + 0,27C_{Co} + 0,057C_{Be} \end{split}$$

где F_C, F_H, F_{Рыхл} – значения факторов для апатитовых руд Селигдара, Нирянджи и рыхлых отложений Селигдарского месторождения апатита; C_P, C_{Ti} ... – содержания элементов в пробе по данным полуколичественного анализа; 0,416; 0,807 – коэффициенты факторных нагрузок.

В связи с тем, что в каждом отдельном случае использовался ограниченный спектр элементов, рационально проведение дополнительных исследований, исходя из фактического наличия аналитических данных. Так, например, для площади апатитопроявлений Осенний лист и Трубка литологические пробы по вторичным ореолам анализировались на 15 элементов. В соответствии с этим для составления поля фактора использовалось не уравнение до данным апатитовых руд Селигдара, а по новым фактическим данным составлено уравнение:

 $F = 0,58C_{P} + 0,651C_{Pb} + 0,291C_{W} + 0,443C_{Be} + 0,28C_{Mo} + 0,522C_{Y} + 0,357C_{Ce} + 0,357C_{Cu} + +0,646C_{As}.$

5.2. Геохимические поиски по первичным ореолам рассеяния

Как описано выше (3.3), ведущими факторами апатитовом минерализации являются аргументы CO_2 и P_2O_5 . Соответственно рудные тела обязательно сопровождаются ореолами вкрапленной карбонатизации и апатитизации. Так, например, в околорудных силикатных метаморфитах содержание $CO_2 - 2,0-5,0\%$ (на фоне 0,1-0,3%), $P_2O_5 - 1,0-1,5\%$ (на фоне 0,05-0,15%), но размеры ореолов карбонатизации и апататизации не выдержаны и большей частью много меньше параметров генерирующих их рудных объектов. Кроме этого, для архейских метаморфических пород характерно наличие небольших по размеру сегрегаций карбоната и апатита, спорадически встречающихся в образованиях федоровской свиты, а также карбонатных литологических разностей – кальцифиров и мраморов. Таким образом, появление первичных ореолов карбонатизации и апатитизации в архейских породах не

представляет однозначный индикатор наличия апатитовых руд селигдарского типа и может слупить лишь косвенным поисковым признаком.

Определенный интерес для прикладной геохимии имеет факт ассимиляции апатиткарбонатных руд щелочными магматическими расплавами дайковой фации мезозойского комплекса в рудном теле, Селигдарского месторождения апатита. Содержание P_2O_5 здесь много выше нормального фона – 0,5–2,5% (на фоне 0,1–0,4% по Ю.А. Билибину, 1941, А.В. Угрюмову, 1970). Наблюдается обратная зависимость усвояемости фосфора из вмещающих пород от степени раскристаллизации пород-коллекторов – она максимальна у трахитов, минимальна – у сиенит-порфиров (табл. 13). Дайковые породы остаются фосфатоносными ($P_2O_5 - 0,3-1,0$ %) также и за пределами рудного тела на расстоянии до горизонтали до 4 км и в верхнею структурном этажа. Повышенную апатитоносность мезозойских лайковых пород близ Селигдарского месторождения апатита отмечал еще Ю.А. Билибин (1941). Им также описаны апатитсодержащие мезозойские дайки в районах гольцов Мрачный и Ылымахский.

Таким образом, вследствие ассимиляции мезозойскими магматическими расплавами апатит-карбонатных руд вокруг апатитового месторождения, образуется первичный ореол заряженных фосфором даек, что может являться дополнительным поисковым признаком на данный тип оруденения как на открытых площадях фундамента, так и перекрытых породами платформенного чехла.

5.3. Гидрогеохимические поиски апатитового оруденения

Доя мелкомасштабных поисков в геологической съемке со специализацией на апатит наиболее приемлем гидрохимический метод. Пробы поверхностных вод характеризуют геохимическую специализацию площади бассейна водотока с параметрами в единицы и десятки квадратных километров. Апатит, несмотря на медленность химических процессов, все же подвергается частичному растворению, для всех апатитопроявлении на дневной поверхности характерны руды с выщелоченным апатитом. ВЛ. Смитом с соавторами (Smith and ets., 1977) описаны закономерности растворения апатита в природных водах, в зависимости от pH, концентрации ортофосфорной кислоты в растворе. Легче всего апатит растворяется при рН вод менее 7 и малых содержании в них ортофосфорной кислоты, в процессе растворения апатита образуются анионы PO₄³⁻ и F⁻, которые могут служить индикатором рудных образований в фильтрируемых водах. Поверхностные вода района Селигдарского месторождения апатита являются пресными и ультрапресными с минерализацией 10-250 мг/л (среднее из 135 проб – 135 мг/л). По составу они существенно гидрокарбонатыне кальциевые. Содержание фтора в них колеблется в пределах 0–0,54 мг/л (среднее из 68 проб – 0,30 мг/л). Воды из скважин существенно сульфатно-хлоридные кальциево-магниевые (Пискунов, Боярко, 1982) с минерализацией 190–1157 мг/л (среднее из 39 проб – 771 мг/л). Содержание фтора в них 0,24–2,2 мг/л (среднее – 0,60 мг/л). В результате состава поверхностных И трещинных вод выявлены корреляционного анализа положительные связи фтора с суммой минерализации, содержанием SO₄²⁻ и отрицательная связь с концентрацией НСО₃⁻. Произведено исследование функциональной зависимости фтора при этих аргументах. Из рис. 31 видно, что четкая зависимость содержания фтора от суммы минерализации и содержания аниона SO₄²⁻ наблюдается только для высоких значений аргументов. Зависимость же фтора от HCO₃⁻ незначительна. Таким образом, для поверхностных вод с их слабой минерализацией и существенно гидрокарбонатным составом содержание фтора зависит не от химического состава вод, а от количества в фильтруемых породах минералов фтора, в первую очередь, апатита. Роль этого минерала как главного источника обогащения фтором подземных вод отмечена также В.Г. Поповым (1979). До аналогии со фтором не зависит от химического состава вод и содержание PO_4^{3-} в пресных поверхностных водах. РО4³⁻ в водном растворе экспрессно определяется капельной реакцией с молибдатом аммония и бензидином [157] в количественном варианте, – реакция травления стекла [157] или потенциометрическим методом [73]. Эти методики просты в исполнении и

могут быть применены в полевом варианте.

Таблица 13

Название породы	Количество проб	Содержание Р ₂ О ₅ в	Отношение Р ₂ О ₅ дайковые					
Dest		даиковых породах	породы вмещающие породы					
Вме	щающие – апатит-к	ароонатные породы						
Сферолитовые трахиты	32	0,92	0,19					
Биотитовые трахиты	42	0,85	0,19					
Роговообманковые сиенит-порфиры	72	0,75	0,09					
Вмещающие – гнейсы и сланцы архея								
Сферолитовые трахиты	4	0,59	2,10					
Биотитовые трахиты	19	0,74	1,68					
Роговообманковые сиенит-порфиры	17	0,46	1,24					
Вмещающие – доломиты нижнего кембрия								
Биотитовые трахиты	9	0,79	7,90					

Содержание Р₂О₅ в мезозойских дайках в зависимости от их состава и разновидностей вмещающими пород





1 – содержание сульфат-аниона, 2 – сумма минерализации вод, 3 – содержание гидрокарбонат-аниона

5.4. Функциональное определение содержаний Р₂О₅ по элементамспутникам

С целью сокращения лабораторных работ по результатам опробования апатитоносных пород с перспективой развития экспрессных ядерно-физических методов в ТУГРЭ были проведены опытные работы по косвенному определению P_2O_5 по F (КазВИРГ), (Геофизическая и Селигдарская партия ТУГРЭ) и ThO₂ (ЯГО «Приленскгеология»). Полученные результаты обрабатывались большей частью с ориентировкой на линейные уравнения и частично не подтвердились в случаях параллельных контрольных исследований. Заново просмотрены все имеющиеся материалы и по представительной химической аналитике произведен нелинейный функциональный анализ содержаний P_2O_5 при аргументах CeO₂, F, Th для различных типов руд и пород.

По графикам $P_2O_5 = f(Th)$ на рис.32в видно, что для всех разновидностей руд и пород характерно выполаживание кривых уравнений регрессий при высоких значениях аргумента. При содержании P_2O_5 выше 5–6% концентрация ThO₂ является некоррелируемой величиной, графики функций становятся горизонтальными. Это объясняется наличием самостоятельной ториевой минерализации спорадически наложенной по разрывным нарушениям на рудные образования и околорудные породы. Учесть погрешность за счет этой минерализации не предоставляется возможным, и поэтому Th не реален для экспресс-определения P_2O_5 .

Графика уравнений регрессий P_2O_5 при аргументе CeO₂ показаны на рис. 326. Для хлоритизированных околорудных пород характерна почти прямолинейная зависимость при нулевом значении свободного члена. Наиболее интересны зависимости P_2O_5 от в рудах. Здесь церий находится в виде изоморфном примеси в двух минералах – апатита и доломита, поэтому вид кривых отражает суперпозицию концентраций этих двух минералов. Этим же объясняется смещения кривой уравнения регрессии апатит-силикат-карбонатных руд влево (дефицит CeO₂) от апатит-карбонатных за счет меньшего содержания доломита. На отрезке содержаний CeO₂ 0–0,10% кривые хлоритовых пород и апатит-силикат-доломитовых руд совпадают.

Из графиков $P_2O_5 = f(F)$ наиболее интересна четкая прямолинейная зависимость с нулевым свободным членом для апатит-карбонатных руд (рис. 32а). Но для апатит-силикаткарбонатных и околорудных хлоритизированных силикатных пород архея характерны криволинейные графики с резким выхолаживанием и при высоких абсолютных значениях свободного члена. Это объясняется наличием в обеих последних разностях пород слюдяной фторсодержащей минерализации (флогопит, биотит), что ограничивает применение данного аргумента для низких содержаний P_2O_5 .

Определение содержания P_2O_5 в широком диапазоне, охватывает все его классы, возможно при совместном использовании двух аргументов CeO_2 и F при соблюдении граничных условий.

Определение P_2O_5 в интервале от 0 до 3% (CeO₂ менее 0,05%) можно выполнять по уравнению регрессии (апатит-силикат-карбонатных руд):

$$c_{\text{P2O5}} = -2,53189 (c_{\text{CeO2}})^3 - 53,8114(c_{\text{CeO2}})^2 + 62,972 c_{\text{CeO2}} - 0,256877.$$

Ошибка расчета по этому уравнению 5–10 отн. %. Ошибка определения P_2O_5 по F в этом же интервале для хлоритовых пород составляет 30–60 отн. %.

Определение P_2O_5 по CeO₂ при содержании аргумента свыше 0,10% не рационально в связи с наращиванием ошибки расчета до 40–50 отн. %. В этом интервале (CeO₂ более 0,05%) целесообразно использовать уравнение регрессии апатит-карбонатных руд для фтора:

$$c_{\text{P2O5}} = 4,5883 (c_{\text{F}})^3 - 9,013442(c_{\text{F}})^2 + 18,0413c_{\text{F}} - 0,691609.$$

Ошибка расчета составляет 4-6%. Близкое линейное уравнение по фтору дано по результатам работ геофизиками КазВИРГ'а.

Таким образом, имеется возможность определения P_2O_5 с допустимой погрешностью при использовании экспрессных нейтронно-активационного и рентгенорадиометрического анализов (или каротажа) F и CeO₂ и двух уравнений регрессий с граничными условиями.

5.5. Расчет вторичных величин

Для технологических характеристик апатитовых руд в процессе их изучения была поставлена задача определения магния силикатного, так как химическим анализом выдается только суммарный магний; силикатный и карбонатный. Расчет MgO_{Сил} возможен двумя способами: а)последовательного вычитания и б) решением системы линейных уравнений методом наименьших квадратов. В первом случае с использованием содержаний SO₃, CO₂,



Рис. 32. Определение содержания P₂O₅ с использованием уравнений нелинейной регрессии как функций от CeO₂, F ThO₂ для: 1 – апатит-доломитовых руд; 2 – апатит-силикат-карбонатных; 3 – хлоритовых руд

CaO, MgO и P₂O₅ последовательно рассчитывались CaO, связанный в сульфатах и апатите, остаточный CaO связывался в теоретическом доломите (по CO₂), из содержания MgO_{Общ} вычитался MgO карбонатный по рассчитанному содержанию доломита. Этот метод как наиболее простой принят основным для данной задачи.

В методе наименьших квадратов $MgO_{Cил}$ рассчитывался, исходя из матрицы фактических содержаний $MgO_{Oбщ}$, CaO, CO₂, P₂O₅, MgO, SO₃, нерастворимый остаток в минералах: апатит, кальцит, ангидрит + гипс, кварц, хлорит + флогопит, серпентин + тальк (табл. 14) и вектора пересчитываемого химического анализа. При решении этой системы уравнений по полученным содержаниям минералов: хлорит + флогопит и серпентин + тальк производился обратный расчет и по содержаниям $MgO_{Cил}$ в этих минералах вычислялось количество MgO в породе. Расчеты по этой методике более точны и являются контрольными для метода последовательного вычитания.

Таблица 14

Минородии	Компоненты								
минералы	MgO _{Общ}	Fe_2O_3	CaO	CO_2	P_2O_5	SO ₃	Al_2O_3	SiO ₂	
Апатит*		0	50,42	0	39,11	0	0	0	
Гематит	0	90,83	0	0	0	0	0	0	
кальцит	0	0	54,74	43,30	0	0	0	0	
Доломит	20,60	0	31,02	44,70	0	0	0	0	
Ангидрит (60%)*** + гипс (40%)	0	0	35,16	0	0	50,19	0	0	
Кварц	0	0	0	0	0	0	0	100,00	
Хлорит (70%) + флогопит (30%)	25,55	6,15	0,55	0	0	0	16,88	34,13	
Серпентин (50%) + тальк (50%)	35,55	0	0	0	0	0	0	50,26	

Матрица стехиометрических коэффициентов дал расчета – силикатного в рудах Селигдарского месторождения апатита методом наименьших квадратов

Примечания:

 * – для минералов дан фактический химический состав по Селигдарскому месторождению апатита за исключенном нормативных кварца и суммы ангидрита (60 вес. %) и гипса (40 вес. %);

** - компоненты с содержанием менее 0,5 вес. %, а также явно инородные для минералов обнулены;

*** – процентное отношение ангидрита и гипса, хлорита и флогопита, серпентина и талька даны но фактическим наблюдениям их распределения по рудному телу.

Метод наименьших квадратов возможно применять для любого химического компонента при условии его наличия в матрице стехиометрических коэффициентов состава минералов и невырожденности этой матрицы при исключении значений этого компонента.

5.6. Расчет минерального состава руд

Для технологических и геологических задач классификации и последующей идентификации пород и руд на Селигдарском месторождении поставлена задача определения их минерального состава. Изучение его с использованием данных минералогического анализа протолочек не дает положительного эффекта ввиду отсутствия надежной воспроизводимости результатов этого метода. Изучение 140 протолочек с разбивкой их до дородным разновидностям доказывает непредставительность этого вида анализа – коэффициенты вариации содержаний минералог составляют 240–530%, а для основных химических ингредиентов до данным силикатного анализа этих же проб – 4–5%. Методика же пересчета химического состава пород на минеральный представительна до исходным данным, для которых существует жесткие ограничения.

Автором был выбран метод нелинейного программирования Била с использованием критерия минимизации, предложенного Ю.А. Ткачевым и А.И. Пунеговым [151]:

$$\sum_{i=1}^{n} \frac{1}{x_i} \times \left(\sum_{j=1}^{m} c_{ij} \times y_i - x_i \right)^2 \to \min.$$

Этот метод позволяет избежать отрицательных решений. Хорошая сходимость результатов качественных минералогических анализов апатитовых руд Селигдара с

расчетными по химическому составу предопределило применение метода нелинейного программирования Била как основного.

Граничное условие исходной матрица стехиометрических коэффициентов – количество рассчитываемых минералов не должно превышать имеющегося количества химических компонентов в анализе ($m \le n$). Но из имеющихся в наличии по Селигдарскому месторождению химических анализов групповых проб часть выполнена в сокращенном варианте на 7–8 компонентов и не может служить основой для расчета девяти минералов, являющихся ведущими и по которым необходимо получить информацию. Кроме этого, иногда возникают ситуации, когда необходимо изучить минеральный состав рядовых проб, которые анализируются на Селигдарском месторождении апатита на 5–6 компонентов. Расширить спектр можно за счет производных от первичных компонентов величин. Таким являются значения $x'_i = 100 - x_i$ и соответственно $c'_{ij} = 100 - c_{ij}$. Эти величины также представительны как и первичные компоненты. Они характеризую минералы и породу. Критерии минимизации дозволяют вести с ними расчеты вышеуказанным математическим методом, так как производные величины не имеют прямой зависимости с первичными: (из-за чего может произойти вырождение матрицы).

Применение производных величин резко расширило спектр анализируемых в расчете компонентов и, соответственно, числа расчетных минералов. Наличие большого числа исходных данных компонентов позволяет исключить из них малоинформативные (TiO₂, Na₂O для Селигдарского месторождения апатита), малоточные (MnO) и релко анализируемые (F). Использование параметров с высокими абсолютными содержаниями, для которых ошибка анализа мала, позволило повысить точность расчета по сравнению с вычислениями, где использовались TiO₂, Na₂O, MnO. Кроме этого апробация применения производных компонентов в разных вариантах качественного состава показала, что точные результаты расчета минерального состава получаются при использовании более неоднородных из них по содержаниям петрогенных компонентов в минералах. Сравнение сделано по 12 химическим анализам технологических проб, для которых выполнены качественные минералогические исследования с примененном фазового анализа. Относительная ошибка определения содержания составляет 2-4 отн. % для 9 основных минералов.

В принципе, кроме производных величин типа $x'_i = 100 - x_i$ можно применять и $x_1'' = x_i + x_{i+1}$; $x_2'' = x_i + x_{i-1}$; $x_3'' = x_i + x_{i+1} + x_{i-1}$; и т.п., где x_i , x_{i+1} , x_{i-1} – исходные значения химических компонентов в процентах; x_1'' , x_2'' , x_3'' ... – значения новых производных компонентов.

Таким образом можно получить производные компоненты по всем комбинациям первичных в количестве до $n \times m$.

Но применение большинства из них новых производных невозможно ввиду малой информативности или точности одного или нескольких составляющих из первичных компонентов, кроме этого, при использовании суммы двух компонентов, один из которых имеет высокое содержание в минералах, а другой – низкое, получается производный компонент пропорциональный первыми, что может привести к вырождению матрицы при решении системы уравнений.

На основании апробации была выбрана матрица содержаний с полным использованием первичных компонентов SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, CaO, K₂O, P₂O₅, CO₂. и частично вторичных в последовательности MgO', SiO₂', Al₂O₃', CaO', CO₂' (табл. 15).

Таблица 15

Матрица стехиометрических коэффициентов для расчета минерального состава руд и пород Селигдарского месторождения апатита

Минералы	Компоненты													
	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P_2O_5	CO_2	SO_3	SiO ₂ '*	MgO'	CaO'
Апатит**		0	0	0	0	50,42	0	0	39,11	0	0	100,00	100,00	47,56
Доломит	0	0	0	0	20,60	31,02	0	0	0	44,70	0	100,00	79,40	68,98
Кальцит	0	0	0	0	0	54,74	0	0	0	43,30	0	100,00	100,00	45,26
Гематит	0	0	90,83	0,55	1,63	0	0	0	0	0	0	100,00	96,47	100,00
Магнетит	0	0	63,76	24,03	3,52	0	0	0	0	0	0	100,00	96,48	100,00
Кварц	100,00	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100,00	100,00
Серпентин	39,15	0,58	3,57	0	40,15	0	0	0	0	0	0	60,85	59,85	100,00
Хлорит	32,36	16,84	6,92	3,00	27,75	0,51	0	0	0	0	0	67,14	72,25	99,49
Флогопит	37,26	16,97	4,34	2,73	23,76	0,63	0	8,20	0	0	0	62,74	76,26	99,37
Тальк	61,36	0	0	2,20	30,96	0	0	0	0	0	0	38,64	69,04	100,00
Ангидрит (60%) +гипс (40%)	0	0	0	0	0	36,16	0	0	0	0	50,19	100,00	100,00	64,84
Ортоклаз	47,32	16,97	0	0	0	0	0	16,31	0	0	0	52,68	100,00	100,00
Битовнит	47,32	32,69	0	0	0	16,98	1,93	0	0	0	0	52,68	100,00	83,02
Серицит	48,93	29,80	2,69	0	2,51	0	0	8,09	0	0	0	51,07	97,49	100,00

Примечания:

* – величины SiO₂', MgO' и CaO' определены, как x = (100 – x);
** – для минералов дан фактический химический состав по месторождению за исключением нормативных кварца и суммы ангидрита (60%) и гипса (40%);
*** – компоненты с содержанием менее 0,5 вес. %, а также явно инородные для данного минерала обнулены.

Глава 6. Отражение апатитопроявлений селигдарского типа в геофизических полях

6.1. Характеристики геофизических полей над Селигдарским, Тигровым месторождениями и другими апатитопроявлениями Центрального Алдана

Основными геофизическими признаками апатитового оруденения селигдарского типа являются отрицательные магнитные аномалии и радиоактивные аномалии ториевой природы. Этот критерий обоснован до результатам геофизических работ на Селигдарском месторождении А.В. Лупаревым [4ф] и продолжен в обоснованиях поисковых проектов Нимгерканской, Байской, Черемшанской партий.

Над Селигдарским месторождением фиксируется четкая отрицательная магнитная аномалия при отсутствии локальных градиентов ΔZ . Это обусловлено высоким коэффициентом рудоносности и однородностью магнитных свойств большинства разновидностей руд. Контур аномалии в первом приближении совпадает с границей основного рудного тела месторождения. Моделирование такого магнитного доля позволяет рассчитать конкретные параметры рудной структуры на глубину.

Гамма-шпуровая съемка Селигдарского месторождения выявила обширную радиоактивную аномалию в северной части рудного тела, не перекрытой платформенным чехлом. Контуры аномалии полностью повторяют границы рудного тела, не перекрытые кембрийскими породами на юге и современными аллювиальными отложениями на северовостоке месторождения.

Тигровое месторождение апатита проявляется общим полем отрицательной аномалии интенсивностью до 1000 γ с локальными слабоградиентными неоднородностями. В целом, эти неоднородности обусловлены конфигурацией рудных тел сложной формы и не коррелируются по смежным профилям. Это не позволяет провести структурный анализ по имеющемуся магнитному полю, как в целом по всему объему, так и по его отдельным участкам. Проведенная пешеходная и шпуровая гамма-съемка не была эффективными в связи с большой мощностью делювиальных отложений и крутизной склонов руч. Тигрового, где интенсивен снос и разубоживание рудных свалов, выявлены единичные точечное аномалии и слабая общая площадная аномалия в 2–3 раза общирнее, чем контуры месторождения.

При рассмотрении магнитного доля над Нимгерканскими проявлениями апатита, где по апологии с Селигдарским месторождением предполагалась корреляция жильных тел с отрицательные аномалиями, практически выявилось неполное выполнение этого критерия. Часть жил находилась в пределах крупных отрицательных аномалий, не выделяясь на их фоне, часть – в пределах положительных аномалий, иные же тела фиксируются четкими локальными отрицательными и положительными аномалиями. Апатитопроявления Нирянджа и Осенний лист полностью располагаются в пределах положительных магнитных аномалий. Эти факты нельзя объяснить с точки зрения существующих представлений о немагнитности апатитсодержащих пород селигдарского типа и, соответственно, необходимо учитывать при структурном моделировании.

Причина нулевого намагничивания апатитсодержащих пород Селигдарского и Тигрового месторождений обусловлена интенсивно проявленным процессом мартитизации магнетита, содержащегося в первичных рудах в количестве от 5 до 15%, иногда до 60%. Однако, в отдельных участках этот процесс не проявился, и даже в пределах Селигдарского месторождения в северном части главного рудного тала имеется блок породы с сохранившимся магнетитом, обусловившим положительную аномалию интенсивностью 1000 γ размером 300×400 м.

Этот факт позволяет предполагать наличие апатитовых руд с различной степенью намагничивания в зависимости от содержания реликтового магнетита и на других

апатитовых проявлениях. Последние, как правило, оценены только с поверхности – в пределах развития коры выветривания, где для продуктов протерозойском коры выветривания по данным Е.К. Герасимова[32] коэффициент окисления Fe₂O₃/FeO равен 7,6, а для слабовыветрелых руд – 1,5.

По данным работ Нимгерканской партии (Тунгусов и др., 1978ф), выявившей множество мелках жильных апатитоносных тел в пределах Нимгерканского рудного поля, составлены выборки рудных тел, характеризующихся определенным положением в магнитном поле (съемка В.Г. Баранова), обобщенные в табл.16. Как следует из таблицы, рудные тела характеризуются значимым намагничиванием, составляя 30% от общего количества жил, в том числе самостоятельные положительные аномалии образует 15% рудопроявлений.

Кроме этого, при оценке плошалей на апатитоносность только по магнитному полю не всегда можно добиться однозначного результата. Это вытекает из того, что немагнитными образованиями могут быть одновременно руда апатит-карбонатного состава и немагнитные породы архея, такие как лейкократовые метаморфические гнейсы, кальцифиры, а также разнообразные по составу граниты и развивающиеся по ним кремне-щелочные метасоматиты. Над полями гранитов и апогранитовых метасоматитов имеются совмещения отрицательного магнитного поля и радиоактивных аномалий, как и над рудным телом Селигдарского месторождения апатита. Например, при заверке крупное комплексной аномалии такого типа в Верхне-Томмотском блоке под платформенным чехлом в архейском фундаменте колонковые бурением вскрыты O-Pl-Ort-метасоматиты, однако апатитосодержащих пород здесь встречено не было.

Таблица 16

определенным структурам магнитного доля						
Характеристики связи рудного тела с магнитным полем	Количество апатитоносных жильных тел	Процент встречаемости				
Рудные тела, расположенные в пределах площадных отрицательных аномалий	29	61,7				
Рудные тела, образующие самостоятельные локальные отрицательные аномалиям	4	8,5				
Рудные тела, расположенные в пределах площадных положительных аномалий	7	14,9				
Рудные тела, образующие самостоятельные локальные положительные аномалии	7	14,9				
Всего	47	100,0				

Частоты встречаемости апатитоносных жильных тел Нимгерканского рудного поля, приуроченных к определенным структурам магнитного доля

Гамма-съемка, по данным проведенных поисковых работ, также дает неоднозначные результаты. В пределах Нимгерканской зоны Байского апатитопроявления было выявлено множество гамма-аномалий, не связанных с апатитовой минерализацией. Эти площадные и точечные радиоактивные аномалии калиевой породы обусловлены гранитами, а точечные аномалии – урановой, а также торговой минерализацией. Кроме того, в участках с мощными делювиальными отложениями, перекрывающими свалы апатитовых руд, и на заболоченных обводненных площадях рудные объекты могут не сопровождаться гамма-аномалиями.

6.2. Структурная интерпретация геофизических данных по рудным объектам

До магнитному полю над Селигдарским месторождением Н.А. Гладковым произведено моделирование, исходя из гипотезы локализации оруденения в структуре типа грабен и, соотвественно, предполагается конечность рудного тела на глубину. По формуле, для уступов глубина до нижней границы немагнитных пород около 3000 м [29,30]. Следует отметить большую неоднозначность моделирования магнитного поля при нулевой намагниченности пород анализируемого объекта без привлечения результатов других

глубинных методов.

Автором совместно с Г.А. Зубченко был произведен дополнительный анализ гравитационного и магнитных долей по Селигдарскому месторождению и получены однозначные результаты о штокообразной форме рудного тела, а также конкретные детали его строения.

Обычно анализ плотностных свойств выполняются по совокупности пород, здесь же использованы избыточные плотности в зависимости от глубины. Для верхнего интервала 0–500 м, где интенсивны процессы выщелачивания, избыточная плотность апатит-карбонатных руд с глубиной с 2,79 г/см³ близ верхней кромки месторождения до 3,00 г/см³ на предельно доступной глубине. Соответственно, избыточная плотность руд над вмещающими породами достигает 0,2 г/см³. Это связано с уменьшением пористости пород при увеличении литостатической нагрузки.

В целом, региональной особенностью гравитационного поля над месторождением (рис.33) является его анизотропия, выражающаяся в существенном градиенте в одном направлении (вдоль профиля 5) и отсутствии такового в ортогональном направлении. Отсутствие изометричной аномалии на профиле 5 обусловлено суперпозицией линейной и изометричной частей региональной аномалии с отрицательной аномалией второго порядка. По поперечным профилям I и 2 имеются региональные максимумы над месторождением. Региональная составляющая поля здесь получена путем аппроксимации кривой графика полиномом 3-й степени методом наименьших квадратов. Основанием такого построения служило практическое равенство значений V_{ZX} на крыльях аномалии. Исходными данными были выбраны значения Δg на крыльях аномалий, средние же части при построении регионального фона не рассматривалась.

Ошибка аппроксимации составляет менее 1%. Расчет глубины залегания центра тяжести и нижней кромки рудного тела проведен интегральными методами, предложенными Д.С. Миковым, Б.М. Афанасьевым [85], параметры равны 6 и 11 км, соотвественно. Углы падения боковых контактов рассчитаны при построении второй производной гравитационного потенциала V_{ZX} [96]. Залеганию всех контактов периклинальное, углы падения их порядка 85°. Границы руд с вмещающими породами иногда отбиваются не четко в связи с осложнением графиков Δg локальными аномалиями от зон разуплотнения. Отдельным моментом следует отметить, что ширина региональных аномалий в 1,5–2,0 раза превышает контур выхода рудного тела на дневную поверхность.

Исходя из количественных расчетов центра тяжести нижней кромки, направления и углов падения контактов рудного тела, ширины аномалий, следует предположение о том, что Селигдарское месторождение представляет собой штокообразное тело с переклинальным расширением, что согласуется с палеотектоническими реконструкциями [13].

особенности гравитационного поля Локальные интерпретируются как зоны разуплотнения генетически и пространственно связанные с зонами вышелачивания апатиткарбонатных руд и вмещающих пород. Для Селигдарского месторождения апатита коры выветривания, проявившейся в виде характерно наличие линейных 30H карстообразования с пустотами, заполненными дезинтегрированными рудами И пространственно приуроченных к разрывным нарушениям, а также в виде образования кавернозных, пористых разностей руд повсеместно в вершей части месторождения. Ширина линейных зон до геологическим данным от 50 до 200 м, глубина обнаружения дезинтегрированных разностей руд – до 350–400 м. Область распространения вышелоченных руд определяется от дневной поверхности до глубины 400–500 м, что согласуется с базисом эрозии р. Алдан и сменой химического состава подземных вод на глубинах 500-600 м с ультрапресных гидрокарбонатно-сульфатных магниево-кальциевых зон аэрации на соленые хлоридные натриево-кальциевые застойные метаморфических пород [119]. Выветриванию подвержены также и вмещающие кристаллические породы архея, но в меньшей степени чем апатит-карбонатные руды.



Рис. 33. Геолого-геофизические (гравиметрические) профили 1. 2 и 5; схема размещения профилей на геологическом плане Селигдарского месторождения апатита (платформенный чехол снят)

1 – архейский метаморфический комплекс; 2 – апатит-карбонатные руды (монолитные); 3 – графики региональных аномалии Δg; 4 – графики функций аппроксимирующих региональные аномалии и аномалии второго порядка полиномом 3-ей степени; 5 – зоны разрывных нарушении (участки локального разуплотнения); 6 – площадная кора выветривания по апатит-карбонатным породам.

Римскими цифрами пронумерованы аномалии второго порядка, арабскими – локальные аномалии третьего порядка

Интерпретация зон разуплотнения проводилась интегральным методом, предложенным Д.С. Миковым [137]. Аномалия III на профиле 5 объясняется объемным разуплотнением руд за счет кавернозности по всему месторождению. Рассчитанные по аномалиям параметры зоны выщелоченных руд; центр тяжести и наибольшая глубина в юго-восточной части – 250 и 500 м, соотвественно. Кроме этого, по структуре кривой отмечается поднятие нижней кромки разуплотненных пород к северо-востоку. Это подтверждается геологическими данными: если на южном фланге месторождения легкорастворимый гипс появляется лишь на глубинах свыше 300 м, то на северном фланге он встречается и в интервалах 100–300 м. Аномалии I и II на профилях 1 и 2, расположенных на севере месторождения подтверждают меньшую глубину нижней кромки зоны выщелоченных руд – около 200 м от дневной поверхности.

Аномалия I интерпретируется как зона разуплотнения, пространственно совпадающая с разрывным нарушением по контакту рудного тела в центре долины р. Селигдара. Предполагается наличие локальном зоны разуплотнения глубиной 100 м в расчете от нижней кромки общей области выщелоченных руд (200 м). Таким образом, глубина дезинтегрированных руд, развитых по зоне разрывного нарушения составляет 300 м, ширина – 350 м, Аномалии 2,3,4 на профиле 2 несколько меньшие по интенсивности, чем аномалия I, также связаны с зонами разуплотнения по разрывным нарушениям. Глубина этих зон с учетом перекрывающих кавернозных пород 350,300 м, ширина – 300, 200, 250 м, соотвественно. Зона 3 является продолжением разрывного нарушения, отмеченного на профиле 1 аномалией I. На профиле 5 проявляется аномалия 5 над зоной разуплотнения по дизьюнктиву, идущему вдоль русла р. Селигдар и подтверждающемуся геологическими данными. Глубина ее по оценке аномалии 5 составляет 300 м от дневной поверхности, ширина – 200 м.

Данные, полученные путем интерпретации магнитного поля, подтверждают результаты пересчета гравитационного поля. Используя интегральные методы расчета 85 нижней кромки немагнитных пород, получена глубина 11,5 км. По методам полумаксимума и по отношению площади кривой графика к максимальному напряжению применительно к уже установленном штокообразной форме [91] тела глубины равны 10,5 и 11,0 км, соотвественно.

Автором совместно с В.А. Зубченко выполнена также структурная интерпретация магнитного поля апатитопроявления Нирянджа. Здесь на дневной поверхности в результате поверхностных поисковых работ выявлена серия сложноветвящихся жильных тел апатитгематит-кварцевого состава мощностью 5–50 м при протяженности в первые сотни метров (Тунгусов и др.,1978ф), Вмещающие породы представлены лейкократовыми гранитами с реликтами гнейсов среднего и основного состава. Общая ориентировка серии тел в настоящее время отрисовывается в северо-восточном направлении согласно Юхтинской зоне разломов на основании рабочей гипотезы и геометрической экстраполяции данных горных выработок и скважин. Заливообразные, разнонаправлений, представляющую собой, повидимому, штокверк.

Особенностями магнитного поля Нирянджинского апатитопроявления являются: приуроченность к положительной региональной аномалии, локальные неоднородности, представленные чередующимися аномалиями разного знака северо-западного простирания. Рудные жилы и узлы их пересечения создают положительные аномалии второго порядка, Вмещающие лейкократовые, интенсивно гранитизированные гнейсы отмечаются протяженными отрицательными аномалиями.

Моделирование структуры апатитопроявления Нирянджа производилось с использованием количественных способов [16, 83, 137]: определялись глубины до верхних и нижних кромок аномалиеобразующих объектов, их ширина, мощность и выдержанность по простиранию. Глубины до верхних кромок жил, создающих локальные аномалии, колеблются от 40 до 50 м, что вызвано переходом магнетита в мартит в зоне выветривания. Мощность локальных объектов 50-100 м. Углы падения определялись по методике наклонного пласта и составляют для отдельных рудных тел 60-70° с азимутом падения на юго-запад, для большинства же жил отмечается вертикальное падение. Разнообразное падение рудных тел, наличие «слепых» жильных тел позволяют сделать вывод о штокверковом строении апатитопроявления. До аномалиям первого порядка рассчитаны глубины до верхней кромки аномалиеобразующего объекта (штокверка?), увеличивающиеся с запада на восток от 150 до 450 м, ширина которых также возрастает в этом направлении от 250 до 700 м (рис.34). В плане поверхность объекта эллипсовидная, осложненная мульдами и поперечными разрывными нарушениями амплитудой до 100 м. Глубина нижней кромок аномалиеобразующего объекта по формуле Л.В. Булиной [16] составляет около двух километров.



Рис. 34. Схематическая геологическая карта апатитопроявления Нирянджа со структурно-геофизической интерпретацией по магнитометрическому профилю АБ

1 – архейский метаморфический комплекс (лейкократовые гранито-гнейсы); 2 – тела апатит-кварцевых пород; 3 – разрывные нарушения: а – установленные, б – предполагаемые; 4 – геологические границы: а – установленные, б – предполагаемые; 5 – предполагаемые с глубиной апатит-карбонатные руды с магнетитом; 6–8 – участки предполагаемого рудного штокверка по данным интерпретации магнитного поля с глубиной до верхней кромки (6 – 150–220 м, 7 – 270–300 м, 8 – 400–450 м); 9 – граница верхней кромки аномалиеобразущего объекта на разрезе АБ.

6.3 Геофизические поисковые критерии на апатит

Как было отмечено выше, используемый поисковый критерий на апатит до факту наличия комплексных аномалий с отрицательным магнитным полем и аномальной радиоактивностью дает неоднозначные результаты. Поэтому его применение возможно лишь в комплексе с геологическими и геохимическими критериями.

Наличие радиоактивной аномалии ториевой природы является обязательным следствием апатитовой минерализации. Однако, необходимо учитывать существование самостоятельной ториевой минерализации, генетически и пространственно не связанной с апатитовым оруденением. Кроме этого, метод гамма-съемки – пешеходной и шпуровой – является лишь поверхностным, удобным для оконтуривания рудных свалов, однако он не аффективен при большой мощности рыхлых отложений, наличии платформенного чехла, повышенной обводненности участка.

Магнитное поле над рудными объектами может быть и отрицательным и положительным, что обусловлено функцией концентрации реликтового магнетит. Селигдарское месторождение и апатитопроявление Нирянджа представляют собой крайние примеры наличия или отсутствия процесса окисления минералов – ферромагнетиков. В целом, возможно существование непрерывного ряда интенсивности этих изменений до масштабу и по неоднородностям проявления. Следовательно, магнитное поле над апатитоносными объектами может иметь разнообразные характеристики. Таким образом, поисковый критерий на апатит – отрицательные слабоградиентные или контрастные положительные магнитные аномалии – неоднозначен и не надежен. Наиболее эффективно использовать магниторазведку как глубинный метод на уже выявленных рудных объектах для интерпретации их структур.

Гравиметрическая съемка эффективна для поисков апатитовых руд в связи ©избыточной плотностью их до 0,1–0,2 г/см³ по сравнению с вмещающими породами архея. Однако, гравитационные аномалии над рудными объектами могут затушевываться за счет аномалии второго и третьего порядков, обусловленных закономерным превышением интенсивности выщелачивания и разуплотнения апатит-карбонатных руд по сравнению с силикатными породами архея.

К геофизическим методам поисков апатита относятся и экспрессные рентгенорадиометрическая съемка CeO₂ и нейтронно-активационная съемка F. Описание их эффективного применения приведено выше (раздел 5.1).

Весьма перспективна принципиальная возможность использования инфракрасной съемки. Апатит не относится к группе обычных породообразующих минералов, но имеет широкую распространенность и высокую концентрацию в рудах, кларк P₂O₅ в земной коре – 0,5%, а в рудах от 5-10 до 35% (от 15-30 до 90-100% объемных долей апатита) Параметры тел апатитовых руд составляют сотни метров и первые километры. Высокая концентрация апатита в рудах, крупный размер тел и характеристичный спектр поглощения этого минерала в инфракрасной области позволяют использовать для апатитовых руд дистанционный метод спектрозональной инфракрасной съемки. Апатит имеет в ИК-области три характеристичные полосы поглощения: 6,1-14,8 мкм (550-675 см⁻¹) – альбедо 60-80%; 10,5-9,1 мкм (950-1000 см⁻¹) – альбедо 80–100% и 4,0–2,7 мкм (2500–3700 см⁻¹) – альбедо 40–60% [8]. Остальные породообразующие минералы имеют полосы поглощения, совпадающие с единичными полосами в спектре апатита, но мультиспектральная съемка всех трех полос даст однозначный результат о наличии и количественной оценке апатита на дневной поверхности. Учет общего альбедо форм рельефа с различной экспозицией и компенсацией его влияния как фона ИК-съемки возможно при применении метода спектральных отношений с использованием синхронном съемки широкого диапазона видимого и теплового спектра, отраженного от дневной поверхности солнечного излучения.

Глава 7. К вопросу о генезисе селигдарского месторождения апатита

Селигдарское месторождение апатита представляет собой сталь нестандартный уникальный объект, что, не смотря на хорошую его геологическую изученность, имеет место неоднозначность генетических гипотез. К настоящему времени сформулированы следующие гипотезы формирования месторождения:

- 1. Осадочно-метаморфическая.
- 2. Осадочная.
- 3. Гидротермально-метасоматическая.
- 4. Карбонатитовая.
- 5. Базитовая.
- 6. Астроблемная.

В большинстве случаев это априорные гипотезы, часто находящиеся в противоречии с геологической информацией. Исключив как наименее обоснованную (декларативную) астроблемную гипотезу (Нечаева, 1980), приведем характеристику главных точек зрения на генезис Селигдарского месторождения.

месторождение Согласно обоснованиям осадочно-метаморфогенной гипотезы приурочено к продуктивному горизонту федоровской свиты, принадлежит к мраморногнейсовой формации архейского возраста и является аналогом Слюдянского апатитфлогопитового месторождения. Структура Селигдара трактуется как опрокинутая синклинальная складка (Егин и др., 1973, 1975), пологая синклиналь (Поташник, Шабашев, 1980) или две синклинальных складки с разделяющей их антиклиналью (Кушнарев, Черкасов, 1979). Однако, проявления апатитовой минерализации селигдарского типа установлены и на площадях развития нимнырской и верхнеалданской свит где практически отсутствуют карбонатные метапороды. Существует тектонический контроль оруденения преимущественно диагональными системами разломов и их пересечением. Литологический подтверждается контроль мраморно-гнейсовыми пластами не даже на флангах Селигдарского месторождения, где горизонт кальцифиров, находящийся в непосредственной близости от рудного тела, не апатитоносен и не подвержен метасоматическим изменениям (разделы 2.1, 2.2, 3.1.2).

Согласно взглядам Е.К. Герасимова и М.В. Суховерховой [29-32, 150] также предполагается первично-осадочное происхождение Селигдарского месторождения как фосфатоносной терригенно-карбонатной реликта толщи нижнего протерозоя, локализированного в тектонической структуре типа грабен и метаморфизованного в условиях низкотемпературной зеленосланцевой фации. Изначальным доводом этой гипотезы явилось наличие «реликтов» в апатит-карбонатных породах неметаморфизованных доломитов и песчаников. В соответствии с заданной структурой конечного на глубину грабена Н.А. Гладковым по магнитному полю была рассчитана модель месторождения с глубиной в 3000 м [29,30]. Однако, позднее одними из авторов этой гипотезы – Г.Е. Перозио и Н.Т. Мандриковой (1982ф) по найденным в «реликтах» остаткам флоры доказан их пострудный раннекембрийский возраст. Эти образования скорее всего являются карстовыми (раздел 2.1). Дополнительные факты против осадочной гипотезы: кроме Селигдара имеются еще 140 апатитопроявлений этого типа, разбросанных по всему региону с преимущественней жильной морфологией рудных тел (раздел 2.1); температура образования апатиткарбонатных метасоматитов отвечает амфиболитовой фации, а не зеленосланцевой (раздел 2.6); моделирование магнитного поля без рассмотрения других геологических моделей и при априорно заданной конечности тела на глубину является не корректно поставленной задачей – до данным комплексной интерпретации гравимагнитных данных получена модель штокообразного тела с глубиной свыше 3 км (разделы 2.2, 6.2).

Другая группа исследователей стоит на позициях гидротермально-метасоматического генезиса апатитового оруденения селигдарского типа. Среди них есть сторонники глубинного эндогенного источника фосфора и его переноса ювенильными растворами

(Журавель и др., 1974; Энтин и др., 1975) и сторонники переотложения фосфора ювенильноинфильтрацонными водами, извлекавшими его из первично-осадочных пород (Парфенов, Юдин, 1976,1978, 1979, 1980, 1982; Файзуллин и др., 1977). Однако давно известно, что фосфор и магнии в постмагматических флюидах весьма инертны, тем более при калиевой специализации флюидов на Селигдарском месторождении апатита, и подвижность их ограничена. Таким образом, практически маловероятен процесс мобилизации и телескопирования апатитового оруденения из первичноосадочно-метаморфической толщи с содержанием $P_2O_5 - 0,1-0,5\%$ в компактное и крупное по размерам Селигдарское месторождение. Наоборот, вокруг месторождения наблюдается не зона обеднения фосфором гранитизированных метаморфитов а зона обогащения за счет околорудной апатитизации (раздел 2.1). Глубинный источник фосфора также маловероятен в связи с его малой подвижностью при метасоматозе.

Отдельно следует упомянуть гипотезу о кальдере проседания А.Р. Энтина [177, 9ф], являющейся вариантом гидротермально-метасоматической с участием в схеме образования Селигдарского месторождения предшествующей второму ДВУХ этапов И этапу тектономагматической активизации субщелочного комплекса среднепротерозойского возраста (с образованием кальдеры проседания). По мнению автора эта схема излишне усложнена, труднодоказуема в деталях, но в то же время принципиальный вывод по гидротермально-метасоматическом генезисе Селигдарского месторождения является локазанным.

Ф.Л. Смирнов в своих работах (1976, 1977, 1980, 1981) выдвинул карбонатитовую гипотезу генезиса руд Селигдарского месторождения и других апатитопроявлений Центрального Алдана. Для объяснения существующих отличий от типичных карбонатитов (отсутствие в районе одновозрастных ультраосновных-щелочных пород, простой набор апатит-карбонатных отсутствие фенитизации, лантан-периевая минералов руд, специализация редких земель в апатите) он прибегает к обосновали принадлежности руд Селигдарского месторождения к новому, ранее не выделявшемуся типу апатит-карбонатных мантийно-коровых карбонатитов. Генезис их Ф.Л. Смирновым связывается не с традиционной формацией ультраосновных-щелочных пород, а гранитоидами. Сейчас эта гипотеза интенсивно дискутируется [105, 109, 139, 140]. В дискуссии отражены все достоинства и недостатки ее в деталях и явно из в пользу, по мнению автора, карбонатитообразования при формировании селигдарских апатитовых руд. Дополнительно следует отметить, что В.С. Самойловым и Г.С. Плюсниным (1982) в результате анализа состава карбонатитов различных регионов мира сделан вывод о мантийном источнике вещества, и что коровое карбонатное вещество не играет сколько-нибудь заметной роли в формировании, как протокарбонатного вещества, так и отдельных карбонатитовых дифференциатов.

Следует отметить, что все же имеет место сходство химических составов апатиткарбонатных руд Селигдарского месторождения с отдельными разновидностями карбонатитов хлорит-анкерит-серицитовой фации на массивах Гулинский, Большесаянский, Контанкунде в Малави и Ока в Канаде (раздел 3.1.1). Однако, по рекомендации Международной подкомиссии по систематике изверженных пород карбонатитами признана «эндогенная несиликатная порода магматического характера, сложенная преимущественно карбонатными минералами» [116], входящая в состав сложных интрузивных комплексов вместе с ультраосновными, щелочными породами co специфичными признаками, ... набором акцессорных минералов (пирохлор, гатчеттолит, дизанолит, редкоземельные карбонаты)... обогащение породообразующих минералов редкими землями, наличием экзоконтактовых зон, обогащенных... монтичеллитом, мелилитом ..., фенитизации вмещающих пород» [28]. Отсутствие на Селигдаре явных признаков магматического образования его карбонатного субстрата и всех вышеназванных характеристик, а также низкое содержание в апатит-карбонатных рудах Ba, Sr, TR ставит под сомнение карбонатитовую гипотезу образование однозначность Селигдарского месторождения апатита.

В.Б. Василенко (1979, 1982) связывает апатит-карбонатные руды с формированием на месторождении щелочно-базитового калиевого интрузивного комплекса центрального типа. На основе петрохимических исследований пород и руд им выделено два главных комплекса: рудный и зеленосланцевый хлоритовый. В составе этих комплексов установлены породные группы, образующие закономерные парагенезисы, проявляющиеся в смене породных ассоциаций. Дорудные группы начальных частей сходны с формациями калиевых базитгипербазитов, а конечные – с апогипербазитовыми карбонатитами. Для всех пород рудного тела устанавливается магматические формы переноса и отложения фосфора, его инертность при метасоматозе. К сожалению, в результате формально-математического метода классификации по химическому составу эта гипотеза имеет явные недостатки. Так, не учтено, что комплекс пород и руд месторождения есть сумма разновозрастных образований, часть из которых принадлежат к различным дорудным и пострудным магматическим и формациям, локально и с различной степенью метасоматическим региональным интенсивности проявленным в рудном теле. Имеют место эндогенные и экзогенные преобразования руд и пород, что отражалось и по химическому составу. В результате анализа таких образований как карбонатизированные мезозойские дайки щелочного состава, хлоритизированные биотит-амфиболитовые гнейсы, Q-Al-Mc- и Q-Ort-Pl-метасоматиты, а также породы протерозойской коры выветривания «удачно» попали в отдельные породные группы единого рудоносного магматического комплекса. В работе [17] не учтены пострудные преобразования пород во время среднепротерозойского и мезозойского этапов тектономагматической активизации, калиевая специализация как рудогенных так и безрудных флюидов. В результате оказались объединенными разновозрастные образования, анализы единых природных разновидностей пород, например – биотит-амфиболовых гнейсов, оказались в различных породных группах (№№ 1, 2 и 3). В то же время следует отметить, что эта гипотеза наиболее обоснована в аргументации, так как математическим аппарат исключает субъективизм при классификации имеющихся дискретных породных групп и этим свидетельствует о достоверности принципиального вывода о магматическом базитовом источнике фосфора.

На основании приведенных в настоящей работе материалов исследований, автором делается вывод о метасоматическом характере апатитового оруденения и о первичномагматическом источнике фосфора, согласно которому основным поставщиком фосфора являлись замещенные апатит-карбонатными рудами первично апатитоносные породы базитового комплекса в виде невскрытой интрузии центрального типа. Апикальная часть его по данным тектонофизического анализа располагалась на глубине 0,5–1,5 км, диаметр его 1,0-1,5 км [13]. Протяженность на глубину по данным интерпретации магнитного и гравитационного поля составляет 10,5–11,5 км. Аналогами таких комплексов апатитоносных базитов являются соизмеримые с Селигдарским месторождением интрузии Укдуска, апатитоносными амфиболизированными Кабаханыр И Юс-Кюэль. сложенные пироксенитами архейского возраста в сопредельной с Алдано-Тимптонской – Чаро-Олекминской складчатой области [158]. Избирательная карбонатизация базитгипербазитовых разностей с образованием вторичных карбонатных пород характерна для данной магматической формации. Примером образования массивов вторичных карбонатных пород, соизмеримых с Селигдарским месторождением может служить образование апогипербазитовых анкерит-доломитовых лиственитов с площадью выходов до 2-3 км² на Западном Саяне [117, 118]. Описаны они Ю.К. Дзевановским [42] и на Алданском щите преимущественно в области развитая тимптонской серии метапород на Тимтоно-Учурском водоразделе. Апатитоносность последних пока не изучена и заслуживает постановки специальных работ. В качестве *ш* аналога именно апатитовой специализации апобазитовых вторичных карбонатных образований можно привести апатит-карбонатные руды Маркопиджского месторождения апатита и аналогичных ему апатитопроявлений Северного Кавказа, сформированные по докембрийским гипербазитам под воздействием флюидов - летучих дифференциатов девонской плагиогранитной магматической формации [2].

На основании сходства минеральных парагенезисов апатит-силикатной разновидности руд Селигдарского месторождения с идентичными минеральными ассоциациями на флогопитовых и железорудных месторождениях:

$$Fl + Act + For + Di + Sp + Sc + Pa + Ta + Mgt + Ap + Cal,$$

а также соизмеримости термодинамических режимов их формирования и одновозрастности (ранний протерозое) апатит-карбонатные породи отнесены к образованиям Ca-Mgметасоматитов. Возможность их апатитовой специализации доказана еще Д.А. Михайловым [97]. Специфика же апатит-карбонатных метасоматитов в том, что они являются продуктами суммы процессов Ca-Mg- и CO₂-метасоматозов с велушей ролью последнего. В результате углекислотного по первично интенсивного метасоматоза апатитоносным базитгипербазитовым породам и был сформирован доломитовый субстрат апатитовых руд. В верхней надинтрузивной части месторождения карбонатному замещению несомненно подвергались и силикатные порода архея, что подтверждается локальной неоднородностью химического состава руд в этой части рудного тела по сравнению с глубинной. Собственно же Ca-Mg-метасоматоз в чистом виде проявлен на Селигдарском месторождении апатита незначительно по периферии главного рудного тела в условиях низкой активности СО₂ при формировании типичных магнезиальных скарнов по породам апатит-силикат-карбонатной разности руд на контактах с вмещающими силикатными породами архея.

Образование Ca-Mg-метасоматитов, в том числе и апатитовой специализации, происхолило на заключительном этапе позднеархейской-раннепротерозойской проявившейся тектономагматической активизации, в виде образования полей метасоматических гранитоидов (формации Q-Ort-Pl-метасоматитов) с четким тектоническим контролем их диагональными системами глубинных разломов [4]. Как и для флогопитоносных и железорудных магнезиальных скарнов, так и для Селигдарского месторождения апатита характерно нахождение их на периферии полей гранитизации (Q-Ort-Pl-метасоматитов). Соизмеримый затухающий температурный режим и щелочная природа флюидов Q-Ort-Pl и апатит-карбонатных метасоматитов подчеркивает их генетические связи, не говора уж об единовременности их проявления ~1750 млн лет [4, 153] (раздел 2.7).

Заключение

В целом описанный комплекс пород и руд Селигдарского месторождения довольно сложный, что привело к выделению их парагенезисов в виде трех этапов (позднеархейскийраннепротерозойский, раннепротерозойский и мезозойский) и восьми стадий минерализации – соотвественно этапам: кварц-плагиоклаз-ортоклазовой, апатит-карбонатной, сульфатной, гематит-карбонатной; кварц-альбит-микроклиновой и зеленосланцевого диафтореза; апатит-кальцитовой и пропилитовой (раздел 2.4).

При анализе минеральных ассоциаций других апатитопроявлений Центрального Алдана была выявлена полная идентичность их со стадийностью, проявляющейся на Селигдарском месторождении апатита, вплоть до последовательности минералообразования. минерального Наблюдаются лишь вариации состава для каждого конкретного апатитопроявления в связи с выпадением одного или нескольких минералов из общей парагенетической схемы [14]. Впервые разобщены по условиям образования парагенезисы нижнепротерозойских пород апатит-карбонатной стадии, являющейся производной Q-Ort-Plформании в условиях амфиболитовой фации $(t = 650 - 550^{\circ}C)$ и пород стадии зеленосланцевых диафторитов Q-Al-Mc-формации (t = 540–270°C). Состав генерирующих их флюидов также весьма различен – субуглекислотный при апатит-карбонатном метасоматозе и существенно водный для серпентин-хлоритовых образований в пределах месторождения и диспропорция их находок за пределами Селигдарского рудного тела в силу более регионального характера распространения зеленосланцевых диафторитов (раздел 2.6).

Главной и всеобъемлющей для Селигдарского месторождения является апатиткарбонатная стадия минералообразования, в ходе которой сформировалась все вмещающие рудные парагенезисы метасоматической колонка от периферии к центру: флогопитовая оторочка → апатит-силикатные или апатит-силикат-карбонатные руды → кварцдоломитовые руды → доломитовые руды. Последняя разновидность руд слагает глубинное центральное ядро месторождения конформное замещенной центральной интрузии базисов [13].

Околорудные изменения вмещающих архейских пород проявлены в виде площадной флогопитации и окварцевания, локальной тальковой, актинолит-тремолитовой, паргаситовой, а также апатитовой и карбонатной вкрапленной и прожилковой минерализацией. Ореолы хлоритизации, гематитизации и проявления минерализации серпентина являются производными стадий Q-Al-Mc-метасоматитов и зеленосланцевого диафтореза и их сонахождение с апатит-карбонатными рудами лишь пространственное – следствие контроля зонами разрывных нарушений (разделы 2.1, 2.2).

Выделенные химическая и концентрационная зональность комплекса руд и пород месторождения определяются ведущей ролью углекислоты. Селигдарского При метасоматозе наблюдается ряд подвижности CO₂, P₂O₅, Cao, Fe₂O₃, MgO, K₂O. Al₂O₃, являющиеся набором компонентов CO₂(P₂O₅)-метасоматитов. Соконцентрирующими с CO₂ (P₂O₅) являются лишь CaO и P₂O₅ (CO₂), MgO и Fe₂O₃ же независимы (изоконцентраты), остальные петрогенные компоненты являются деконцентрирующимися. Именно изоконцентрация MgO и Fe₂O₃ при концентрации CO₂ и P₂O₅ показывает, что первые играют роль избыточно-инертных на фоне высокоподвижной углекислоты и относительно подвижных CaO и P₂O₅ [10]. При условии инертного поведения MgO, относительно подвижной CaO и высокой активности углекислоты, мы наблюдаем на Селигдарском месторождении апатита комбинацию Ca-Mg- и CO₂-метасоматитов с ведущей ролью последнего. Инертность MgO и Fe_2O_3 и слабая подвижность P_2O_5 определила распределение этих признаков з объема месторождения с относительно обогащенной апатитом периферийной частью месторождения и неравномерность распределения Fe₂O₃ и MgO в верхней апогнейсовой части рудного тела, а также однородность распределения всех трех окислов в апобазитовых доломитовых рудах глубинного ядра (раздел 3.3). Как и для петрогенных компонентов – для микроэлементов выявлена концентрационная зависимость их содержаний от CO₂, проявляющаяся в прогрессивной деконцентрации Li, Ti, Cr, Ni, Co, Zr, Ga, B, V, Zn, Cu, Pb, Mo и Ge, и соконцентрации Ce, La, Y, Ba, Sr, Mn. Концентраторами последних являются и апатит и карбонаты. Исключение составляет независимое (изоконцентрационное) поведение серебра (раздел 4.4).

На основе концентрационной зональности численно рассчитан центральный момент метасоматоза – состав равновесной породы, к образованию которой приводит карбонатный метасоматоз, как для петрогенных компонетов так и для микроэлементов. Он является нонвариантной точкой равновесия процесса привноса-выноса при метасоматозе и в принципе адекватен понятию эвтектики расплава. Численное решение центрального момента со взвешиванием на кларки земной коры сведены в табл. 17. Согласно сравнению их с клерками земной коры на Селигдарском месторождении апатита только ассоциация формации Са-Мд-СО₂-метасоматитов имеют редкоземельно-фосфатную элементов специализацию (C, P, F, Mg, Ce, La). Бор и железо, входящие в состав главных элементов Fe-Са-Мд-метасоматитов – на Селигдарском месторождении апатита инертны, их концентрации субкларковые. В то же время наблюдается значительное обеднение пород такими элементами как Sr, Ba, V, Zn, Cu, Pb, Mo, Cr, Ni, Co, Ti, Zr, Nb.

Таблица 17

	К.	парками земной кој	ры (по виноградов	<i>y</i>)	
Элементы с		Элементы с		Элементы с	
содержаниями	Кратность кларку	околокларковым	Знак отклонения	содержанием	Кратность кларку
выше кларка		содержанием		ниже кларка	
С	+360	Mn	+	Pb	-3
Р	+42	Y	+	Sr	-5
F	+10	В	+	Si	-6
S	+8	0	_	Со	_7
Ca	+5	Fe	—	Li	_7
Mg	+5			Мо	_7
La	+4			Ga	-8
Ce	+2			Al	-8
Ag	+2			К	-9
				Ba	-9
				Cu	-9
				V	-10
				Zn	-11
				Cr	-12
				Zr	-14
				Ge	-35
				Na	-36
				Ni	-39
				Ti	-45

Сравнение центрального момента апатит-карбонатных метасоматитов Селигдарского месторождения апатита с

В соотвествии со стадийностью минералообразования и распределения природных разновидностей руд в объеме месторождения апатит-карбонатные породы Селигдарского месторождения (являющиеся новым технологическим типом апатитовых руд) подразделены на геологические и технологические разновидности: апатит-силикатная, апатит-силикаткарбонатная, апатит-кварц-доломитовая, апатит-доломитовая, сульфатсодержащая апатиткарбонатная, брекчированных апатит-карбонатных руд, апатит-кальцитовая, литофицированных продуктов древнем коры выветривания, дезинтегрированных продуктов современной коры выветривания. Все выделенные технологические разновидности представительно охарактеризованы химическому полностью И по составу И пространственной локализации в объеме рудного тела, в соответствии с чем ведется технологическое картирование и опробование (раздел 3.1.1).

Наличие характеристичного спектра элементов-примесей (Се, La, F)в рудах селигдарского типа и отсутствия специализации названного набора во вмещающих породах как архейского фундамента, так и платформенного чехла предопределило применение, наряду с геологическими, геохимических методов поисков (разделы 4.1, 4.2, 4.3). Наиболее

удобен для индикации апатитового оруденения церий, фоновые содержания которого в кристаллических породах архея составляют 4–20 г/т, а в апатитовых рудах свыше 80 г/т [52]. Применение экспрессного рентгенорадиометрического анализа CeO₂(внедрен в производстве в Геофизической партии ТУГРЭ) позволяет проводить оперативное оконтуривание рудных тел до вторичным ореолам рассеяния (раздел 5.1). Из методик поисков по первичным ореолам рассеяния собразованием ореола зараженных фосфором даек ассимиляции апатит-карбонатных пород с образованием ореола зараженных фосфором даек на расстоянии до 4 км от месторождения и проникновению этих даек сквозь платформенный чехол. Ореолы такого типа кроме Селигдара по данным Ю.А. Билибина [6] имеются в районе гольцов Мрачный и Ыллымахский (раздел 5.2). Принципиально возможны методики гидрогеохимических поисков по F⁻ и PO₄³⁻, сортировки и ревизии аномалий по имеющемуся в Тимптоно-Учурской ГРЭ банку аналитических данных ранее проведенных работ с использованием факторного и дискриминантного анализов на ЭВМ (разделы 5.1, 5.3).

В соотвествии с закономерностями распределения элементов, входящих в состав апатита и удобных для экспрессного анализа (CeO₂, F, ThO₂), при изучении парной нелинейной регрессии их с P_2O_5 составлены эмпирические уравнения полиномов третьей степени для функционального определения содержания фосфорного ангидрита (обратная задача) по содержаниям CeO₂ и F (раздел 5.4). Исходя из поставленных задач определения фазового MgO-силикатного и минерального состава руд по данным силикатного анализа, а также реального состава минералов по месторождению, подобраны и используются методики расчета (метод наименьших квадратов и программирование Била) названных характеристик на ЭBM (разделы 5.5, 5.6).

Из геофизических методов поиска апатита наиболее представительна гравиметрическая съемка – избыточная плотность апатит-карбонатных пород составляет 1,0–0,2 г/см³. По остальным методам следует отметить большую неоднозначность результатов из-за неоднородности физических свойств рудных образований. Возможно лишь их использование (гамма-съемка, магниторазведка) на заведомо известных рудных объектах с целью оконтуривания их с поверхности я изучения структуры на глубину (интерпретация гравимагнитных данных). Доказана принципиальная возможность применения на поисках апатита дистанционной инфракрасной съемки, в связи с характеристичным спектром поглощения апатита (раздел 6.3).

С учетом всех имеющихся геологических, геохимических, геофизических материалов по апатитовым месторождениям и проявлениям Центрального Алдана поисковые критерии на апатит можно классифицировать следующим образом:

- 1. Однозначные прямые наличие коренных выходов и свалов рудных образований.
- 2. Неоднозначные прямые:
 - a) геохимические ореолы по вторичным потокам рассеивания, в первую очередь, церия, а также фосфора, лантана;
 - б) гидрогеохимические аномалии F^- и PO_4^{3-} ;
 - в) положительные гравитационные аномалии;
 - г) гамма-аномалии торцевой природы;
 - д) слабоградиентные отрицательные или контрастные положительные магнитные аномалии (в зависимости от фазового состава окислов железа апатитовых руд);
 - е) ореолы флогопитации, окварцевания и карбонатизации.
- 3. Косвенные:
 - a) геохимические ореолы по первичным потокам рассеивания фосфора в мезозойских дайках за счет ассимиляции апатит–карбонатных руд;
 - б) отрицательные формы рельефа за счет избирательной денудации апатитовых руд.
 - в) ореолы хлоритизации и гематитизации пространственно совмещающиеся с апатиткарбонатными породами.

Апатитоносными геологическими формациями, имеющими практическое значение в Центральном Алдане и сопредельных районах, являются: апатит-карбонатные породы

Са-Mg-CO₂-метасоматитов (эталон – Селигдарское месторождение апатита) и апатитоносные амфиболизированные пироксениты (Ханинская группа месторождений, Бишинское рудное поле). Перспективной является также слабо изученная, но потенциально апатитоносная габбро-плагиогранитная формация (Унгринско-Тимптонский синклинорий) [8ф]. Поисковые работы, ведущиеся в ТУГРЭ ориентированы на данные формации, причем две последние формации предпочтительны, ввиду более хороших технологических свойств руд силикатного состава.

В соотвествии с оценкой всех имеющихся геологических материалов объектами общих поисков с поверхности являются наиболее перспективные Нимнырское, Бишинское и Усть-Чульманские апатитоносные поля с площадями 50–200 км².

По известным апатитопроявлениям оцененным положительно с поверхности необходима их оценка на глубину. Такими перспективными для обнаружения крупных рудных тел объектами являются апатитопроявления Нирянджа, Тунгустах, Трубка, Осенний Лист, Капля, Хардогас, Усть-Чульман, Мустаалах, Саалах, Маристый, Хаир, Медведевка. Отмечая факт увеличения коэффициента рудоносности с глубиной на Селигдарском и Тигровом месторождениях при подтверждении наличия оруденения на глубине апатитопроявлений запасы по каждому могут ориентировочно составить 10–30 млн тонн P_2O_5 .

Литература

- 1. Арсентьев А.А. Апатитовые месторождения и рудопроявления Восточной Сибири. В кн.: Апатиты. М.: Наука, 1968. С. 359–370.
- 2. Афанасьев Г.Д., Плошко В.В., Неговедов Ф.С. и др. Апатитовые проявления Северного Кавказа. М.: Наука, 1976. 247 с.
- 3. Белоусов В.М., Энтин А.Р., Кумеев С.С. Околорудные изменения апатит-гематиткарбонатных руд в центральной части Алданского щита. – В кн.: Эндогенные процессы и металлогения в зоне БАМ. – Новосибирск: Наука, 1983. – С. 51–56.
- 4. Беляев Г.М., Рудник В.А. Формационно-генетические типы гранитоидов. Л.: Наука, 1978. 168 с.
- 5. Березкин В.И. Метаморфизм нижнего протерозоя Алданского щита. Новосибирск: Наука, 1977. 120 с.
- 6. Билибин Ю.А. Послеюрские интрузии Алданского района. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1941. 164 с.
- 7. Богомолов М.А. Температурные условия образования селигдарских апатитов. Доклады АН СССР, 2977, т. 235, № 5. С. 1159–1161.
- 8. Болдырев А.М. Инфракрасные спектры минералов. М.: Недра, 1976. 199 с.
- Боярко Г.Ю. Месторождение апатита Тигровое (Селигдарское рудное поле). В кн.: IX конференция МНС по геологии и геофизике Восточной Сибири. Тезисы докладов. – Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1980. – С. 65–67.
- Боярко Г.Ю. Концентрационная зональность апатит-карбонатных метасоматитов. В кн.: Применение математических методов и ЭВМ для интерпретации полевых материалов при поисках МПИ. Тезисы докладов. – Якутск: ГПК «Якутскгеология», 1983. – С. 33–34.
- Боярко Г.Ю. Обоснование оптимальной плотности разведочной сети Селигдарского месторождения апатита. – В кн.: Применение математических методов и ЭВМ для интерпретации полевых материалов при поисках МПИ. Тезисы докладов. – Якутск: ГПК «Якутскгеология», 1983. – С. 44–45.
- 12. Боярко Г.Ю. Ориентировка и особенности формирования кристаллов апатита в Селигдарском месторождении. Минералогический журнал. 1983. Т. 5. № 1. С.57–63.
- 13. Боярко Г.Ю., Белоусов В.М. Особенности палеотектоники Селигдарского месторождения апатита. Геология и геофизика. 1982. № 1. С. 51–55.
- Боярко Г.Ю., Белоусов В.М. Парагенезис минералов апатит-карбонатных метасоматитов Центрального Алдана. – В кн.: Метасоматизм и рудообразование: Тезисы доклада. – Л.: ВСЕГЕИ, 1982. – С. 33.
- Булах А.Г. Основные физико-химические особенности процессов формирования карбонатитов в массивах щелочно-ультраосновной формации. – Записки ВМО. – 1979. – Ч. 58. – вып.2. – С. 154–164.
- 16. Булина Д.В. Об использовании материалов аэромагнитной съемки для изучения глубинного строения земной коры. Советская геология. 1961. № 5. С. 134–138.
- 17. Василенко В.Б., Кузнецова Л.Г., Холодова Д.Д. и др. Апатитовые породы Селигдара. Новосибирск: Наука, 1982. 213 с.
- Василенко В.Б., Киселев Ю.В., Холодова Л.Д. Исследование парных криволинейных регрессий серебра с малыми элементами в хлоритовом и карбонатном апатитоносных комплексах Селигдара (Алдан). – Труды ИГиГ СО АН СССР, 1977. – В. 349. – С. 182– 197.
- 19. Василенко В.Б., Холодова Д.Д. Парная нелинейная регрессия Р₂О₅ с малыми элементами в породах карбонатного и хлоритового комплексов Селигдара. – Геология и геофизика. – 1977. – № 7. – С. 65–74.
- 20. Василенко В.Б., Холодова Л.Д. Минералого-петрохимические основы генетической гипотезы Селигдарского месторождения апатита (Центрально-Алданский район) В кн.:

Магнетизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Тезисы докладов. – Улан-Удэ: БФ СО АН СССР, 1979. – С. 162–164.

- 21. Васильева З.В. Минералогические особенности и химический состав апатита. В кн.: Апатиты. М.: Наука, 1968. С. 31–59.
- 22. Виноградов В.И., Егин В.М., Кичигин Л.Н. и др. Значение литологического контроля апатитоносности архейских образований Алданского щита (по данным изотопного состава серы). Литология и полезные ископаемые. 1975. № 5. С. 117–127.
- 23. Веревкин Н.И., Егин В.И., Заблоцкий Е.М. и др. Стратиграфия архея центральной части Алданского щита. В кн.: Геология и петрология Алданского щита. М.: Наука, 1966. С. 5–14.
- 24. Ворона И.Д., Механошин С.П., Мокроусов В.А. Тектоника. В кн.: Геология СССР. Т. 42. Южная Якутия. М.: Наука, 1972. С. 397–447.
- 25. Воскресенская В.Б. Вещественный состав Селигдарского апатитового месторождения. В кн.: Геохимия фосфора и особенности минералогии апатита. Якутск; ЯФ СО АН СССР, 1976. С. 127–128.
- 26. Воскресенская В.Б. Минеральный состав апатитовых руд Селигдарского месторождения (Центральный Алдан). Новости геологии Якутии. 1978. № 4. С. 115–121.
- 27. Гарсон М.С. Карбонатиты Малави. В кн.: Карбонатиты. М.: 1969. С. 50–86.
- 28. Геологический словарь / Ред. К.Н. Паффенгольц. М.: Недра, 1978. Т. 1. 486 с.
- 29. Герасимов Е.К., Гладков Е.А., Ремпель Г.Г. и др. Перспективы расширения рудной базы Селигдарского апатитового месторождения. Геология и геофизика. 1979. № 11. С. 143–149.
- Герасимов Е.К., Гладков К.А., Ремпель Г.Г. О структуре рудного доля Селигдарского месторождения апатита на Алданском щите – Доклады АН СССР. – 1980. – Т. 250. – № 13. – С. 675–679.
- Герасимов Е.К., Журавель Р.Ф., Матухин Р.Г. и др. О составе терригенных пород Селигдарского апатитового месторождения. Центральный Алданский район. – Труды СНИИГГиМС. – 1976. – В. 218. – С. 116–120.
- 32. Герасимов Е.К., Матухин Р.Г., Суховерхова М.В. Апатитовая формация коры выветривания Алданского щита. Советская геология. 1978. № 4. С.112–119.
- 33. Герлинг Э.К., Искандерова А.Д., Левченков О.А. и др. О возрасте мраморов джелтулинской и иенгрской серий Алдана по данным уран-свинцового изохронного метода. Доклады АН СССР. 1970. Т. 194. № 6. С. 1397–1400.
- 34. Гзовский П.В. Физическая теория образования тектонических разрывов. В кн.: Проблемы тектонофизики. М.: Госгеолтехиздат, 1960. С. 34–46.
- 35. Глаголев А.А. Апатитоносность массива Арбарастах. В кн.: Апатиты. М.; Наука, 1968. С. 218–224.
- 36. Глебовищкий В.А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л.: Наука, 1973. 127 с.
- Глуховскии М.З., Ставцев А.Д. Тектоника и основные этапы развития Алданского щита.
 В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М.: Наука, 1973. С. 65–75.
- Гришкян Р.И. Структура и систематика раннепротерозойских разломов Центрального Алдана. – В кн.: Апатиты Алданского щита. – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1977. – С. 65– 81.
- 39. ДзввановскиЕ Ю.К. Архейские граниты Алданской плиты. Доклады АН СССР. 1946. – Т. 54. – № 3. – С. 251–252.
- Дзевавовский Ю.К. Архейские метаморфические комплексы Алданского щита. В кн.: Труды Межведомственного стратиграфического совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1958, С. 37–42.
- 41. Дзевановский Ю.К. Докембрийские комплексы Алданского щита и хребта Станового. В кн.: Материалы годичной сессии ученого совета ВСЕГЕИ по разработке

унифицированных стратиграфических схем Сибири. 1959 г.: Аннотации докладов. Л.: ВСЕГЕИ, 1960. – С. 55–56.

- 42. Дзевановскии Ю.К. Нижнеархейские магматические и ультраметаморфогенные породы. – В кн.: Геология СССР. – Т. 42. Южная Якутия. – М.: Недра, 1972. – С. 278.
- 43. Дзевановский Ю.К., Лазько З.М. Стратиграфия архея Алданского щита. Записки Львовского геологического общества. –1956. № 2. С. 80–84.
- 44. Дзевановский Ю.К., Миронюк В.Д., Лагздина Г.К. История геологического развития Алданского щита. В кн.: Тектоника Сибири. М.: Наука, 1970. Т. 3. С. 132–142.
- 45. Добрецов Е.Д., Василенко В.Б., Пономарева Л.Г. Метаморфические формации и метаморфогенные месторождения. В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1976. С. 96–102.
- Другова Г.М. Метаморфизм и ультраметаморфизм нижнеархейских пород в зоне Становой орогении. – Труды ЯФ СО АН СССР. Серия геологическая. – 1962. – В. 11. – С. 40–54.
- 47. Другова Г.М., Климов Д.В., Крылова М.Д. и др. Геология докембрия Алданского горнопромышленного района. Труды ЛАГЕД АН СССР. 1959. В. 8. 388 с.
- Другова Г.М., Неелов А.И. Полиметаморфизм докембрийских образований южной части Алданского щита и Станового хребта. – Труды ЛАГЕД АН СССР. – 1960. – В. 10. – С. 142–216.
- 49. Другова Г.М., Тугрова В.Д. Граниты гранулитовой фации Алданского щита в условиях полиметаморфизма. Записки ВМО. 1964. № 1. С. 84–97.
- 50. Дук В.Л., Салье М.Е., Байкова В.С. Структурно-метаморфическая эволюция и флогопитоносность гранулитов Алдана. Л.: Наука, 1975. 227 с.
- 51. Дымкин А.М., Файзуллин Р.М., Козлов Е.И. О температурах образования апатита Селигдарского месторождения (Центральный Алдан). Труды ИГиГ. 1979. В. 417. С. 79–84.
- Егин В.И., Белоусов В.М., Боярко Г.Ю. и др. Геохимические поиски апатитовых руд в пределах Алданской апатитоносной провинции. – В кн.: Методы прикладной геохимии: Тезисы докладов II Международного симпозиума. – Иркутск: СИБГЕОХИ, 1981. – Ч. 2. – С. 56.
- 53. Егин В.И., Кичигин Л.Н. Характеристика и перспективы апатитовой минерализации в Центральном Алдане. Новости геологии Якутии. 1973. В. 3. С. 87–89.
- 54. Егин В.И., Кичигин Л.Н., Крук Н.И. Апатитовое оруденение Центрального Алдана. В кн.: Фосфаты Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1975. С. 75–80.
- 55. Егин В.И., Сучков В.Н., Боярко Г.Ю. Минералогические и технологические типы руд Селигдарского месторождения апатита. Труды ГИГХС. 1982. В. 55. С. 46–59.
- 56. Егоров Л.С. Гольдбург Т.Д., Шихорина д.М. Геология и петрография метаморфических пород Гулинской интрузии. Труды НИИГА. 1961. В. 122. С. 3–15.
- 57. Журавель Р.Ф., Гаврилов В.В., Данилин К.К. и др. К проблеме апатитоносности Сибири и Дальнего Востока. Труды СНИИГГиМС. 1974. В. 197. С. 6–26.
- 58. Зверев В.Н. Материалы для характеристики Томмотского золотоносного района. М.-Л.: Госгеолтехиздат, 1931. – 78 с.
- 59. Йереског К.Г., Клован Д.И., Рейтент Р.А. Геологический факторный анализ. М.: Недра, 1980. 223 с.
- Казицын Ю.В., Рудник В.А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. М.: Недра, 1968, 363 с. 61. Каххаров А. О времени и условиях кальцитизации доломитов. – Узбекский геологический журнал. – 1960. – № 1. – С. 47–51.
- Кицул В.И. Сопряженность состава сосуществующих скаполита и плагиоклаза и закономерности их изменения в парагенезисах метаморфических и метасоматических горных пород. – В кн.: Материалы IV Всесоюзного петрографического совещания. Тезисы доклада. – Баку: АН Азербайджанской ССР, 1969. – С. 496–498.

- 63. Кицул В.И. Минеральные фации докембрийских метаморфических пород Алданского щита. В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л.: Наука, 1971. С. 71–91.
- 64. Кицул В.И., Зедгенизов А.Н., Лазебник К.А. Стратиграфическое расчленение и корреляция метаморфических толщ верхнеалданской свиты иенгрской серии Алданского щита. В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М.: Наука, 1966. С. 15–25.
- 65. Кицул В.И., Петров А.Ф., Зедгенизов А.Н. Структурно-вещественные комплексы Алданского щита. В кн.: Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск: Наука, 1979. С. 16–31.
- 66. Каждан В.А. Методологические основы геологоразведочного дела. М.: Недра, 1972. 241 с.
- 67. Коржинский Д.С. Архейские мраморы Алданском платы и проблема фаций глубинности. Тр. ЦНИГРИ, 1936. В. 71. 60 с.
- 68. Коржинский Д.С. Докембрий Алданской плиты и хребта Станового. В кн.: Стратиграфия СССР. М.-Л.; Изд-во АН СССР, 1939. Т. 1. С. 349–366.
- 69. Коржинский Д.С. Биметасоматические флогопитовые и лазуритовые месторождения архея Прибайкалья. Труды ИГН АН СССР, 1947. № 10. В. 29. 164 с.
- Коржинский Д.С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Изд-во АН СССР, 1957, 183 с.
- 71. Корчагин А.М. Вермикулито-флогопитовое месторождение Инагли. Известия АН СССР. Серия геологическая. 1966. № 8. С. 86–97.
- 72. Корчагин А.М. Апатитовые проявления в Инаглинском массиве. В кн.: Апатиты. М.: Наука, 1968. С. 210–217.
- 73. Косов А.Е., Жуков А.Ф. Потенциометрическое определение фтора в иловых водах. В кн.: Химический анализ морских осадков. М.: Наука, 1980. С. 46–50.
- 74. Косыгин Ю.А. Основные структурные элементы Сибири в позднем докембрии. Геология и геофизика. 1962. № 10. С. 16–31.
- 75. Крамбейн У., Кауфман М., Мак-Кеммот Р. Модели геологических процессов. М.: Мир, 1973. 149 с.
- 76. Кудрявцев В.А. О тектонической зональности нижнепротерозойских образований западной части Алданского щита. – В кн.: Геология и золотоносность докембрия Якутии. – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1971. – С. 69–77.
- 77. Кушнарев И.Д., Черкасов А.Д. Структура и вопросы генезиса Селигдарского апатитового месторождения. В кн.: Методы прогнозирования а оценка экзогенных редкометальных месторождений. М.: ИМГРЭ, 1979. С. 63–85.
- 78. Лазько Е.М. Геологическое строение западной части Алданского массива. Львов: Издво Львовск. ун-та, 1936. – 198 с.
- 79. Ленников А.М. Петрология Джуджурского анортозитового массива. М.: Недра, 1968. 162 с.
- 80. Лицарев М.А. О волластоните из архейского метаморфического комплекса Алданского щита. Доклады АН СССР. 1956. Т. 108. № 1. С. 143–146.
- 81. Лицарев М.А. Генезис флогопитовых месторождений Алдана. Труды ИГЕМ. 1961. В. 67. 167 с.
- 82. Лутц Б.Г. Парагенетический анализ и TR-минерализация глиноземных пород амфиболитовой и гранулитовой фации Алдана и Кольского полуострова. В кн.: Редкие элементы в породах различных метаморфических фаций. М.: Наука, 1967. С. 30–58.
- 83. Любимов А.Д. Гравиметрические и магнитометрические поисково-картировочные исследования. М.: Недра, 1979. 185 с.
- 84. Магакьян И.Г. Типы рудных провинций и рудных формаций СССР. М.: Недра, 1969. 224 с.
- Магниторазведка. Справочник геофизика / под ред. В.Е. Никитской, Ю.С. Глебовского. – М.: Наука, 1960. – 307 с.

- Максимов Е.П., Угрюмов А.Н. Геологическое строение центральной части Алданского щита. – В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. – М.: Наука, 1966. – С. 51–58.
- 87. Маракушев А.А. Петрография Таежного железорудного месторождения в архее Алданского щита. Магадан: ДВФ АН СССР, 1958. 121 с.
- 88. Маракушев А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 1965. 327 с.
- 89. Маракушев А.А. Влияние температуры на состав биотита в метаморфических породах. Известия АН СССР. Серия геологическая. 1966. № 7. С. 27–41.
- 90. Маракушев А.А. О генезисе апатитовых месторождений в докембрийских толщах магнезиальных мраморов. В кн.: Апатиты. М.: Наука, 1968. С. 339–347.
- 91. Миков Д.С. Методы интерпретации магнитных аномалий. Томск: Изд-во Томск. унта, 1975. 176 с.
- 92. Миков Д.С. Интегральные методы интерпретации гравитационных аномалий. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1975. 96 с.
- 93. Минаева М.А., Мищенко К.С. Результаты рентгеноструктурного исследования доломитов из переходной зоны нижнекембрийских отложений Сибирской платформы. Геология и геофизика. 1981. № 11. С. 44–53.
- 94. Минеев Д.А., Ильина О.Н., Кравченко С.М. и др. О геохимических особенностях апатитовой минерализации селигдарского типа. – Геологические методы поисков и разведки месторождений неметаллических полезных ископаемых. – 1978. – № 3. – С. 8– 17.
- 95. Минеев Д.А., Лосева Т.М., Петунина О.Н. О неизоморфном нахождении редких земель и тория в апатите Селигдара. Доклады АН ССОР. 1980. Т. 250. № 5. С. 1237–1241.
- 96. Миронов В.С. Курс гравиразведки. Л.: Недра, 1972. 512 с.
- 97. Михайлов Д.А. Магнезиально-кальциевые рудоносные метасоматиты докембрия. Л.; Наука, 1973. 140 с.
- 98. Мокроусов В.А. Опыт структурно-стратиграфического расчленения архея на примере кристаллических толщ Тимптоно-Учурского междуречья. – Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. – 1968. – В. 18. – С. 177–188.
- 99. Мокроусов В.А. Тектоника нижнего кембрия Алданского щита. В кн.: Тектоника Сибири. М.: Наука, 1970. Т. 3. С. 150–156.
- 100. Москвитина Л.В., Смирнов Ф.Л. Особенности распределения редких земель в апатитах Алданского щита. – В кн.: Минералы эндогенных образований Якутии. – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1977. – С. 98–106.
- 101. Мудрецова К.А. и др. Интерпретация данных высокоточной гравиразвадки на неструктурных месторождениях нефти и газа. М.: Недра, 1979, 196 с.
- 102. Неелов А.Н. Юго-западная граница и возраст Алданского щита. Геология и геофизика. 1962. № 11. С. 57–64.
- 103. Иванов А.Н. Палеотектоника докембрия Сибирской платформы и некоторые закономерности развития докембрийских подвижных областей. – В кн.: Геология докембрия. – Л.: Наука, 1968. – С. 41–51.
- 104. Нечаева И.А Признаки ударного метаморфизма на Селигдарском месторождении апатита. Доклады АН СССР. 1979. Т. 247. № 2. С. 434–439.
- 105. Парфенов В.Д. О генезисе Селигдарского месторождения апатитов. Известия АН СССР. Серия геологическая. 1979. № 2. С. 112–117.
- 106. Парфенов В.Д., Юдин Н.И. Об апатитоносности протерозойской коры выветривания на центральном Алдане. – В кн.: Докембрийские коры выветривания. – М.: Наука, 1975. – С. 168–171.
- 107. Парфенов В.Д., Юдин Н.И. К вопросу апатитоносности докембрия Центрального Алдана. Доклады АН СССР. 1976. Т. 229. № 5. С. 1192–1194.
- 108. Парфенов В.Д., Юдин В.И. Генетические типы метаморфогенного апатитового

оруденения в докембрии Восточной Сибири. – В кн.: Литология и генезис фосфатоносных отложений СССР. – М.: Наука, 1960. – С. 5–22.

- 109. Парфенов В.Д., Юдин Н.И. Метаморфогенная апатитоносность древних толщ центрального Алдана. М.: Наука, 1982. 132 с.
- 110. Парфенов В.Д., Чеховских М.М., Юдин Н.И. Типы и перспективы метаморфогенного оруденения на Центральном Алдане. Советская геология. 1978. № 8. С. 66–80.
- 111. Перцев Н.Н. Волластонит-содержащие и силикатно-карбонатные породы джелтулинской серии архея Алданского щита. – В кн.: Материалы по геологии, петрографии, минералогии и геохимии. – М.: Изд-во АН СССР, 1959. – С. 359–365.
- 112. Перцев Н.Н. Парагенезисы борных минералов в магнезиальных скарнах. М.: Наука, 1971. 193 с.
- 113. Перчик Л.Л. Усовершенствование двупироксенового геотермометра для глубинных перидотитов, Доклады АН СССР. 1977. Т. 223. № 3. С. 456–459.
- 114. Петрова З.К., Пожарицкая Л.Д., Роненсон Ф.М. и др. Метаморфический комплекс алданских месторождений флогопита. Новосибирск: Наука, 1975. 150 с.
- 115. Петрова З.И., Смирнова 3.B. Редкоземельные элементы в процессах ультраметаморфизма И флогопитообразования (на примере Алданской флогопитоносной провинции). – В кн.: Геохимия редкоземельных элементов в эндогенных процессах. – Новосибирск: Наука, 1982. – С. 111–129.
- 116. Петрографический словарь / под ред. В.Д. Петрова, О.А. Богатикова, Р.Д. Попова. М.: Недра, 1981. 496 с.
- 117. Пинус Г.В., Колесник Ю.Е. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. М.: Наука, 1966. 149 с.
- 116. Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 295 с.
- 119. Пискунов М.Я., Боярко Г.Ю. Характеристика вертикальном гидрохимической зональности на Селигдарском месторождении апатита. – В кн.: Х конференция МНС по геологии и геофизике Восточной Сибири: Тезисы докладов. – Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1982. С. 102–103.
- 120. Пожарицкая Л.К., Самойлов В.С. Петрология, минералогия и геохимия карбонатитов Восточной Сибири. М.: Наука, 1972.
- 121. Попов В.Г. закономерности распределения и накопления фтора в подземных водах Южного Предуралья. Геохимия. 1979. № 5. С. 927–934.
- 122. Попов Н.В. Метаморфические формации Алданского щита и связанные с ними месторождения. В кн.: Метаморфические формации и метаморфогенные месторождения. Новосибирск: ИГиГ, 1981. С. 22–31.
- 123. Поташник Б.А., Шабашев В.Я. Типизация апатитовых руд Селигдарского месторождения и его генетическая интерпретация. В кн.: литология и генезис фосфатоносных отложений СССР. М.: Наука, 1980 С. 23–28.
- 124. Пузанов Л.С., Парцевский А.И. О генетическом типе Селигдарского месторождения апатита (Центральный Алдан). Доклады АН СССР. 1978. Т. 243. № 1. С. 179–163.
- 125. Пузанов Д.С., Парцевский А.И., Кашинцева Е.Н. О двух разновидностях высокотемпературного ангидрита на Селигдарском месторождении апатита. Доклады АН СССР. 1978. Т. 242. № 5. С. 1170–1172.
- 126. Реутов Л.М. К вопросу о стратиграфии иенгрской серии Алданского щита. Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. – 1968. – В. 18. – С. 140–152.
- 127. Реутов Д.М. Докембрий Алданского щита. Новосибирск: Наука, 1981. 151 с.
- 128. Роберто Дж. Внедрение магмы и хрупкие породы. В кв.: Механизм интрузии магмы. М.: Мир, 1971. С. 102–128.
- 129. Рудник В.А. О проявлении ультраметаморфизма и анатексиса в юго-восточной части

Алданского щита. – В кн.: Докембрий восточных районов СССР. – Л.: Изд-во АН СССР, 1961. – В. 1. – С. 103–122.

- 130. Рудник В.А. Гранитообразование и тектогенез. В кн.: Геология докембрия. Л.: Наука, 1968. С. 237–242.
- 131. Рудник З.А. Гранитообразование и формирование земной коры. Л.: Недра, 1975. 415 с.
- 132. Рудник В.А., Собатович Э.В., Терентьев В.М. Об архейском возрасте древнейших пород Алданского комплекса. Доклады АН СССР. 1969. Т. 188. № 4. С. 897–900.
- 133. Самойлов В.С. Карбонатиты (фации и условия образования). М.: Наука, 1977. 291 с.
- 134. Самойлов В.С., Плюснин Г.С. Об источнике вещества редкоземельных карбонатитов. Геохимия. – 1982. – № 9. – С. 1230–1243.
- 135. Сердюченко Д.Д. Генетический тип месторождений фосфоритов и апатитов (осадочных, метаморфических, гидротермальных, палингенных). В кн.: Апатиты. М.: Наука, 1968. С. 390–395.
- 136. Сердюченко Д.Н. и др. Железные руды Южной Якутии. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 520 с.
- 137. Слепак З.М. Применение гравиразведки для изучения нефтегазоносных структур. М.: Недра, 1980. 121 с.
- 138. Смирнов Ф.Л. Роль ликвации в процессе образования магматогенных месторождений апатита. – В кн. Апатиты Алданского щита. – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1977. – С. 33– 53.
- 139. Смирнов Ф.Д. Геология апатитовых месторождений Сибири. М.: Наука, 1980. 245 с.
- 140. Смирнов Ф.Л. К вопросу формационной принадлежности Селигдарского месторождения апатита. – Бюллетень МОИП. Отделение геологическое. – 1981. – Т. 56. – № 3. – С. 100–105.
- 141. Смирнов Ф.Л. Ответ на статью В.Д. Парфенова «О генезисе руд Селигдарского месторождения апатита». – Известия АН ССОР. Серия геологическая. – 1981. – № 3. – С. 151–156.
- 142. Смирнов Ф.Л., Биланеко В.А. Селигдарское месторождение апатита. Разведка и охрана недр. 1974. № 12. С. 5–9.
- 143. Смирнов Ф.Л., Маршинцев З.К., Москвитина А.В. и др. Типоморфные особенности апатита из месторождений и проявлений Алданского щита. В кн.: Геохимия фосфора и особенности минералогии апатита. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1976. С. 5–31.
- 144. Смирнов Ф.Л., Энтин А.Р. Алданский щит новая перспективная апататитоносная провинция. Советская геология. 1976. № 9. С. 52–61.
- 145. Смирнов Ф.Л., Энтин А.Р., Угрюмов А.Н., и др. Докембрийская апатитовая провинция в зонах разломов центральной части Алданского щита. – В кн.: Фосфаты Якутии. – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1975. – С. 53–74.
- 146. Старостин В.И. Структурно-петрофизический анализ эндогенных месторождений. М.: Недра, 1979. – 196 с.
- 147. Судовиков Н.Г. Тектоника, метаморфизм, магматизация и гранитизация пород Ладожской формации. – Труды ЛАГЕД АН СССР, 1954. – В. 4. – 196 с.
- 148. Судовиков Н.Г. Железо-магнезиально-кальциевый метасоматоз в архее Алданского щита и некоторые вопросы «основного фронта». Известия АН СССР. Серия геологическая. 1956 № 1. С. 29–49.
- 149. Судовиков Н.Г., Другова Т.П., Крылова М.Д. и др. Петрография докембрия Алданского горнопромышленного района. – В кн.: Петрография Восточной Сибири. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – Т. 2. – С. 320–446.
- 150. Суховерхова М.Н. Основные этапы формирования Селигдарского месторождения апатита. Труды СНИИГГиМС. 1980. № 277. С. 13–21.
- 151. Ткачев Ю.А., Пунегов А.М. Оптимальный пересчет химического состава на

минеральный (методика и примеры). Депонировано в ВИНИТИ за № 1045-80. – 1979. – 76 с.

- 152. Тугаринов А.И., Бибикова Е.В., Грачева Т.З. и др. Проблема возраста иенгрской серии Алданского щита. Доклады АН СССР. 1976. Т. 231. № 1. С. 169–172.
- 153. Тугаринов А.И., Бибикова Е.В., Грачева Т.В. и др. О возрасте апатитового оруденения Алданского щита по данным Pb-U-Th метода. Геохимия. 1977. № 6. С. 847–853.
- 154. Тян О.А. Геологическое строение и вещественный состав жильных апатитопроявлений в зонах разломов центральной части Алданского щита. – В кн.: Апатиты Алданского щита. – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1977. – С. 54–64.
- 155. Угрюмов А.Н. О связи щелочного магматизма и тектоники Центрально-Алданского щита. В кн.: Тектоника Сибири. М.: Наука. 1970. Т. 3. С. 47–51.
- 156. Усков М.Н. Карбонатное вещество месторождения Селигдар и апатитопроявлений Центрально-Алданского района в связи с их генезисом. – В кн.: Геохимия фосфора и особенности минералогии апатита. – Якутск: ЯФ СО АН СССР. – 1976. – С. 84–107.
- 157. Файгль Ф., Ангер В. Капельный анализ неорганических веществ. М.: Мир. 1976. Т. 2. 320 с.
- 158. Файзуллин Р.М., Брысаев С.Г., Глебышев С.Г. и др. Апатитоносные формации зоны БАМа и сопредельных районов. Труды ВСЕГЕИ. 1980. Т. 307. С. 138–150.
- 159. Файзуллин Р.М., Козлов Е.Н., Аблямитов И.О. Литогеохимическая съемка по вторичным ореолам рассеивания при потоках апатит-карбонатных руд (в Центрально-Алданской районе). – Разведка и охрана недр. – 1977. – № 6. – С. 22–25.
- 160. Файзуллин Р.М., Козлов Е.Н., Харитонова Р.Ш. Новые данные по вещественному составу и вопросы генезиса апатит-карбонатных руд Селигдарского месторождения. Геология и геофизика. 1977. № 7. С. 44–56.
- 161. Фролова Н.В. Вопросы стратиграфии, регионального метаморфизма а гранитизации архея Якутии и Восточной Сибири. – Труды Восточно-Сибирского геологичнского института СО АН СССР. – 1962. – В. 5.
- 162. Фролова Н.В., Клековкин Н.Ф. Стратиграфия архея Алданского массива и методика поисков и разведки алданских месторождений флогопита. – Труды Алданской экспедиции. – 1945. – В. 1. – 113 с.
- 163. Фрумкин И.М. Новые данные о стратиграфии Алданского щита. В кн.: Совещание по разработке стратиграфических схем Якутской АССР: Тезисы докладов. – Л.: ВСЕГЕИ, 1961. – С. 9–10.
- 164. Фрумкин И.М. Структурно-литологический метод картирования докембрийских образований и результаты его применения на Алданском щите. В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. Л.: Наука, 1967. С. 135–149.
- 165. Фрумкин И.М. Направленность геологического развития земной коры Алданского щита в архейское время. – В кн.: Тектоника Сибири. – М.: Наука, 1970. – Т. 3. – С. 142– 150.
- 166. Фрумин Е.М. Объем и структурно-стратиграфическое расчленение иенгрского комплекса архея Алданского щита. – Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. – 1971. – В. 19. – С. 11–26.
- 167. Фрумкин И.М. Стратиграфия и тектоника архея восточной части Алданского щита. Автореф. дис. ... канд. г.-м. наук. М.: ВСЕГЕИ, 1971. 25 с.
- 168. Фрумкин И.М., Нужнов С.В. Основные проблемы геологии архея Алданского щита. Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. – 1968. – В. 18. – С. 7–18.
- 169. Холодова Л.Д. Апатитовые руды Селигдара. В кн.: Метаморфические формации и метаморфогенные месторождения. Новосибирск: ИГиГ, 1981. С. 61–69.
- 170. Холодова Л.Д., Василенко В.Б., Скляров Е.В. Минералогические и химические особенности апатитов из руд Селигдарского месторождения. Труды ИГиГ СО АН СССР. 1978. № 407. С. 77–89.

- 171. Черкасов Р.Ф. Некоторые вопросы геологии и методики картирования флогопитоносных полей в архее центральной части Алданского щита. В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. Л.; Наука, 1967. С. 105–110.
- 172. Черкасов Р.Ф. Архей Алданского щита. М.: Наука, 1979. 159 с.
- 173. Шабынин Л.И. О контактово-метасоматических месторождениях бора в магнезиальных скарнах. Геология рудных месторождений. 1961. № 3. С. 3–27.
- 174. Шабынин Л.И. О магнезиально-скарновой рудной формации. В кн.: Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождении. М.: Наука, 1968. С. 143–151.
- 175. Шабынин Л.И. Формация магнезиальных скарнов. М.: Наука, 1973. 213 с.
- 176. Шабынин Л.Л. Магнезиально-скарновые железорудные месторождения. М.: Недра, 1978. 232 с.
- 177. Энтин А.Р., Белоусов В.М., Галкин Г.Ф. Новые данные по геологии Селигдарского месторождения апатита. В кн.: Апатиты Алданского щита. Якутск, ЯФ СО АН СССР, 1977. С. 5–19.
- 176. Энтин A.P., Киселев Г.Н. 0 возможной генетической связи контактовометасоматических магнетитовых месторождений с габбро-плагиогранитной формацией. – Записки Забайкальского филиала географического общества СССР. – 1968. – B. 36. – C. 3–9.
- 179. Энтин А.Р., Смирнов Ф.Л., Угрюмов А.Н. и др. Апатитоносные геологические комплексы Алданского щита. В кн.: Фосфаты Якутии. Якутск; ЯФ СО АН СССР, 1975. С. 29–52.
- 180. Энтин А.Р., Угрюмов А.Е., Угрюмов Ар.Н. Модель региональной металлогенической зональности центральной части Алданского щита и структурно-металллогеническая позиция Нимнырского апатитоносного района. – В кн.: Апатиты Алданского щита. – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1977. – С. 95–109.
- 181. Smith E.M., Majfield C.V., Physical and chemical characterization of selected natural apatites in sinthetic and natural aqucaus solution – Water, Air and Soil Pountion, 8, N 4, 1977. – P. 401–415.
- 182. Cold D.P. Les collines montereqiennes: les roches ultra-alcalines at le complex de corbonatite d'Oka – Congr. geol. intern. 24-eme sess., Livrets-quide, excursion B-11, Monreal, 1972. – 51 p.

Фондовая литература

- 1ф. Белев Г.М., Боярко Г.Ю. и др. Отчет о результатах поисковых работ до заверке геофизических аномалий с целью обнаружения слепых апатитоносных тел в ЮВ части Селигдарского апатитоносного поля. Черемшанская партия. г. Алдан, 1979, фонды ТУГРЭ, Инв. № 4901.
- 2ф. Киселев И.В. Апатитоносность Верхно-Тимптонского района. Информационная записка. г. Алдан, 1976, фонды ТУГРЭ.
- 3ф. Перозио Г.Н., Мандрмкова Д.Т. Отчет о научно-исследовательской работе «Выявление типоморфных и структурных особенностей минералов осадочных пород с целью разработка методов определения их генезиса». г. Новосибирск, 1982, фонды СНИИГГиМС, инв. № 2203.
- 4ф. Тунгусов Г.А., Лупарев А.В. и др. Отчет о геолого-поисковых работах а бассейне рек Томмот, Селигдар и детальной поисковой оценки Селигдарского месторождения апатита за 1973–76 гг. Селагдарская партия. г. Алдан, 1976, фонды ТУГРЭ, инв. № 4673.
- 5ф. Тунгусов Г.А., Баранов Г.В. и др. Отчет о результатах поисковых работ, произведенных в бассейнах рек Лев. и Прав. Нимгеркан (проявления апатита: Буровое, Нирянджа, Открытое и др.) за 1975–78 гг. Нимгерканская партия. г. Алдан, 1978, фонды ТУГРЭ. 6ф. Тунгусов Г.А. и др. Отчет о результатах поисковых работ, произведенных в полосе Юхтинского глубинного разлома на водоразделе рек Селигдар–Инагли (отрасль –

апатиты). Батовская партия. г. Алдан, ХЭШ, фонды ТУГРЭ, инв.№ 4924.

- 7ф. Уютов В.И., Бурнайкин А.И., Карелин В.В. и др. Отчет о геологическом доизучении масштаба 1:50 000 в Центрально-Алданском районе, проведенном в 1976–82 гг. Арефьевская партия. г. Алдан, 1982, фонды ТУГРЭ, инв. № 5000.
- 8ф. Энтин А.Р., Киселев Ю.В. Апатитоносность Алдано-Тимптонского междуречья. Апатитовый отряд, г. Алдан, 1976, фонды ТУРГЭ.
- 9ф. Энтин А.Р., Сучков В.Н. и др. Отчет о предварительной разводке Селигдарского месторождения апатита на 1976–79 гг. и по поискам в районе месторождения. Селигдарская партия. г. Алдан, 1980, фонды ТУГРЭ, инв. № 4877.
Приложения

Таблица 1

Основные статистические параметры и оценка гипотезы закона распределения петрогенных компонентов для кальцифиров (23 пробы)

			···· · · · · · · · · · · · · · · · · ·				
Петрогенные		(Статистическ	сие параметрь	I		Оценка гипотезы
компоненты	С	D	S	V	А	E	(1)
Al ₂ O ₃	6,34	10,071	3,173	50	0,104	-0,899	+
Fe ₂ O ₃	3,66	9,214	3,035	82	1,817	2,547	-
MgO	6,36	26,232	5,121	60	0,544	-1,114	+
CaO	11,57	16,969	13,026	112	0,728	-0,888	+
Na ₂ O	1,03	1,139	1,067	104	1,350	0,786	+
K ₂ O	1,94	2,438	1,561	80	1,770	3,031	-
P_2O_5	0,43	0,692	0,263	61	2,690	9,185	-
B ₂ O ₅	0,06	0,007	0,0,46	44	0,777	-0,662	+
SO_4	0,22	0,035	0,236	105	1,070	-0,086	+
CO ₂	8,83	41,935	6,475	73	0,254	-1,258	+
Нерастворимый остаток	49,54	384,909	19,619	39	0,030	-1,364	+

Примечания: С – математическое ожидание среднего значения признака, D - дисперсия, S – среднеквадратическое отклонение, V – коэффициент вариации, %, A – коэффициент асимметрии для исходных значений признаков, E – коэффициент эксцесса для исходных значений признаков, 1 – оценка гипотезы нормальности распределения признака по критерию Стьюдента.

Таблица 2

Основные статистические параметры и оценки гипотезы закона распределения петрогенных компонентов для хлоритизированных кристаллических сланцев архея (23 пробы)

Петрогенные			Стат	истическ	ие парам	етры			0	ценки і	гипотез	ЗЫ		
компоненты	С	D	S	V	Α	Е	A*	E*	1	2	1*	2*		
SiO ₂	44,96	18,248	4,272	10	-0,620	0,243	-0,811	-0,097	+	+	+	+		
Al ₂ O ₃	15,57	7,379	2,716	17	0,040	-0,407	-0,372	-0,335	+	+	+	+		
Fe ₂ O ₃	7,13	9,763	3,124	44	-0,055	-0,616	-0,707	-0,791	+	+	+	+		
FeO	3,28	1,391	1,180	36	0,790	-1,192	0,325	-0,918	+	+	+	+		
MnO	0,08	0,001	0,029	37	0,210	-0,633	-0,439	-0,762	+	+	+	+		
MgO	13,16	11,170	3,340	25	0,937	3,579	0,597	-0,699	+	+	+	+		
CaO	1,67	1,749	1,323	79	1,780	-0,904	-0,002	-0,688	_	+	+	+		
Na ₂ O	0,32	0,142	0,377	118	1,755	-0,263	0,906	-0,604	_	+	+	+		
K ₂ O	3,91	1,829	1,352	35	-0,457	2,096	-1,122	0,434	+	+	+	+		
P_2O_5	0,76	0,194	0,441	58	1,051	-0,972	0,235	-1,082	+	+	+	+		
CO ₂	1,11	1,404	1,185	107	1,781	3,033	-1,118	2,091	_	+	+	+		

Примечания: А* – коэффициент асимметрии для логарифмированных значений признаков, Е* – коэффициент эксцесса для логарифмированных значений признаков, 1 и 2 – оценка гипотезы нормальности распределения признаков по критериям Стьюдента и Пирсона; 1* и 2* – оценка гипотезы нормальности распределения логарифмов значений признаков по критериям Стьюдента и Пирсона.

Таблица 3

Основные статистические параметры и оценки гипотезы закона распределения петрогенных компонентов для кварц-плагиоклаз-ортоклазовых метасоматитов (56 проб)

Петрогенные			Стат	истическ	ие парам	етры			O	ценки і	гипотез	вы
компоненты	С	D	S	V	А	Е	A*	E*	1	2	1*	2*
SiO ₂	70,46	38,639	6,216	9	-1,570	2,118	-0,953	-2,030	+	+	+	
TiO ₂	0,26	0,087	0,295	112	1,879	3,592	-1,284	-0,096		I	I	
Al_2O_3	13,49	2,375	1,541	114	-1,238	-0,294	-0,981	-2,031	+	+	+	
Fe ₂ O ₃	2,34	2,518	1,587	68	1,619	3,776	-1,048	-1,952		I	I	
FeO	1,91	1,574	1,255	65	1,475	2,542	-1,399	-0,898	+	+	I	
MnO	0,67	0,007	0,086	127	1,416	1,210	-0,999	-1,970	+	+	+	
MgO	1,29	1,187	1,090	84	1,716	2,737	-1,146	-2,153		+		
CaO	2,12	6,172	2,484	117	2,394	4,477	-1,096	-1,842		I		
Na ₂ O	3,40	1,536	1,239	36	0,976	0,844	-0,961	-2,011	+	+	+	
K ₂ O	3,25	2,415	1,554	48	0,341	-1,257	-0,989	-1,978	+	+	+	_
P_2O_5	0,10	0,047	0,216	206	3,037	9,299	-1,038	-1,850	_	+	+	_

Основные статистические параметры и оценки гипотезы закона распределения петрогенных компонентов для кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов (21 проба)

Петрогенные			Стат	истическ	ие парам	етры	``````````````````````````````````````	_ i	0	пенки	гипотез	кы
компоненты	C	D	S	V		E F	۸*	Е*	1	2	1*	2*
компоненты	C	D	5	v	Л	Б	Л	Б	1	2	1	2
SiO_2	69,99	56,132	7,492	11	-0,803	-0,527	-0,997	-2,011	+	+	+	_
TiO ₂	0,16	0,041	0,203	126	1,808	3,027	-1,014	-1,940	-	-	_	_
Al ₂ O ₃	12,40	6,455	2,541	20	0,069	-0,592	-0,987	-1,908	+	+	+	_
Fe ₂ O ₃	1,95	2,167	1,472	76	1,140	0,690	-1,031	-1,848	+	+	_	_
FeO	1,45	0,728	0,853	59	0,696	-0,608	0,976	-2,044	+	+	_	_
MnO	0,04	0,002	0,045	123	1,171	0,134	-0,999	-2,011	+	+	_	_
MgO	1,14	2,468	1,571	138	3,243	1,162	-1,124	-2,182	_	+	_	_
CaO	2,56	16,577	4,071	159	2,208	3,852	-1,199	-1,347		+	_	_
Na ₂ O	1,21	0,759	0,871	72	0,227	-0,970	-0,966	-2,001	+	+	+	_
K ₂ O	0,67	7,079	2,661	39	0,337	-1,104	-0,983	-1,898	+	+	+	_
P_2O_5	0,25	0,286	0,534	210	2,884	7,731	-1,120	-1,377	_	_	_	_

Таблица 5

Основные статистические параметры и оценки гипотезы закона распределения петрогенных компонентов для внутрирудных хлоритовых пород (42 пробы)

Петрогенные			Стат	истическ	ие парам	етры			0	ценки і	гипотез	3Ы
компоненты	С	D	S	V	Α	Е	A*	E*	1	2	1*	2*
SiO ₂	46,89	43,124	6,567	14	0,812	-0,640	0,658	-0,764	+	+	+	+
Al_2O_3	16,25	4,123	2,030	12	-1,300	2,665	-0,629	-0,352		+	+	+
Fe ₂ O ₃	7,17	4,331	2,081	29	-0,311	-1,011	-0,785	-0,505	+	+	+	+
FeO	2,86	0,963	0,981	34	-0,147	-1,140	-0,692	-0,484	+	+	+	+
MgO	9,46	12,404	3,522	37	-0,632	-1,000	-1,180	0,299	+	+	-	_
CaO	1,68	2,425	1,557	92	2,602	8,554	0,201	-0,188		—	+	+
SrO	0,02	0,001	0,012	70	2,754	7,793	0,286	-0,100	_	_	+	+
Na ₂ O	0,09	0,024	0,154	174	5,003	2,599	1,989	5,508	_	+	_	+
K ₂ O	4,37	1,550	1,245	28	0,534	-0,190	-0,086	-0,563	_	+	+	+
P_2O_5	0,44	0,144	0,337	76	2,644	9,131	0,323	0,006	_	+	+	+
CO ₂	7,88	2,415	1,554	20	-0,427	0,549	-0,542	-0,810	+	+	+	+

Таблица 6

Основные статистические параметры и оценка гипотезы закона распределения петрогенных компонентов и элементов для апатит-силикатной разновидности руд (42 пробы)

Петрогенные			Стат	гистичес	кие параме	тры			O	ценки і	гипоте	3Ы
компоненты	С	D	S	V	А	Е	A*	E*	1	2	1*	2*
SiO ₂	22,29	67,402	8,209	37	0,460	0,209	-0,965	-2,045	+	+	+	_
Al ₂ O ₃	2,80	7,682	2,772	99	1,1951	4,443	-1,274	-1,069	_	-	_	_
Fe ₂ O ₃	5,81	5,675	2,382	41	-0,134	-0,750	-0,996	-1,957	+	+	+	_
FeO	1,34	1,641	1,281	95	2,736	9,972	-1,212	-1,359	_	+	_	_
MnO	0,15	0,003	0,058	40	-0,455	-0,699	-1,076	-1,712	+	+	+	_
MgO	16,14	32,075	5,663	35	-0,227	-0,472	-0,966	-2,042	+	+	+	_
CaO	23,07	75,075	8,687	38	-0,192	-0,633	-0,966	-2,044	+	+	+	_
SrO	0,03	0,001	0,020	60	2,136	8,488	-1,220	-1,532	_	+	+	_
Na ₂ O	0,24	0,016	0,125	53	3,014	12,400	-1,038	-1,858	_	+	+	_
K ₂ O	0,54	0,226	0,476	89	2,929	11,182	-1,198	-1,397	_	+	_	_
P_2O_5	9,40	37,742	6,140	65	0,451	-0,937	-0,986	-1,987	+	+	+	_
CO_2	11,86	49,670	7,048	63	1,674	2,797	-0,970	-2,032	-	+	+	_
F	0,49	0,093	0,299	61	1,902	3,440	-1,280	-1,500	_	+	_	_

Основные статистические параметры и оценка гипотезы закона распределения петрогенных компонентов для апатит-силикат-доломитовой разновидности руд (80 проб)

Петрогенные			Стат	истическ	ие парам	етры	F)-(0	ценки і	ипотез	3Ы
компоненты	С	D	S	V	Â	E	A*	E*	1	2	1*	2*
SiO ₂	25,15	46,150	6,793	27	-0,068	-0,286	-0,982	-2,023	+	+	-	_
Al_2O_3	4.71	4,415	2,101	45	0,221	-0,769	-1,018	-1,924	+	+	-	-
Fe ₂ O ₃	5,33	9,081	3,013	57	1,021	0,176	-0,009	-1,954		+		_
FeO	2,14	2,094	1,447	67	1,031	0,180	-1,206	-1,377		+		_
MnO	0,17	0,007	0,085	50	4,885	29,284	-1,009	-1,957	I	I		-
MgO	11,90	14,366	3,790	32	-0,231	-0,404	-0,984	-2,018	+	+		-
CaO	21,54	28,283	5,317	25	0,511	-06357	-0,982	-2,024	+	+		-
SrO	0,03	0,004	0,021	65	2,416	10,102	-1,089	-1,910		-		—
Na ₂ O	0,90	0,399	0,638	70	1,083	1,904	-1,390	-0,808	I	+		-
K ₂ O	0,27	0,053	0,231	86	2,383	5,523	-1,093	-1,746	I	+		-
P_2O_5	7,11	111,522	3,394	48	0,458	-0,356	-0,997	-1,981	+	+		-
CO ₂	15,73	37,158	6,096	39	0,409	-0,068	-0,983	-2,021	+	+		-
F	0,46	0,082	0,287	61	1,885	3,824	-1,120	-2,133	_	+	_	_

Таблица 8

Основные статистические параметры и оценки гипотез закона распределения петрогенных компонентов для апатит-кварц-доломитовой разновидности (61 проба)

Петрогенные			Стат	истическ	ие парам	етры	Ì	• /	0	ценки і	ипотез	3Ы
компоненты	С	D	S	V	А	Е	A*	E*	1	2	1*	2*
SiO ₂	18,93	17,846	4,224	22	-0,483	-0,442	-0,976	-2,031	+	+	-	_
Al ₂ O ₃	0,27	0,091	0,302	111	2,240	5,983	-1,220	-1,370		_		_
Fe ₂ O ₃	1,23	0,320	0,565	46	0,563	-0,659	-1,180	-1,472	+	+		_
FeO	0,75	0,244	0,494	66	2,596	7,723	-1,129	-1,624		+		_
MgO	14,53	1,225	1,107	76	0,270	-0,008	-0,976	-2,032	+	+		_
CaO	26,21	2,355	1,832	70	0,430	-0,311	-0,976	-2,032	+	+		_
SrO	0,03	0,003	0,018	57	1,392	2,166	-0,990	-2,009		+		_
Na ₂ O	0,07	0,001	0,022	32	3,437	13,517	-0,981	-2,010		_		_
K ₂ O	0,07	0,008	0,089	122	3,633	16,113	-1,039	-1,875		_		_
P_2O_5	6,29	3,326	1,824	29	1,873	5,472	-0,988	-2,001		+		_
CO_2	32,57	5,239	2,289	7	-0,469	0,576	-0,976	-2,032	+	+	_	_
F	0,37	0,015	0,122	32	0,978	1,638	-0,999	-2,031	+	+	_	_

Таблица 9

Основные статистические параметры и оценки гипотезы закона распределения петрогенных компонентов и элементов для апатит-доломитовой разновидности руд (79 проб)

Петрогенные			Стат	истическ	ие параме	тры		··· 、 •	0	ценки і	гипоте	3Ы
компоненты	С	D	S	V	А	Е	A*	E*	1	2	1*	2*
SiO ₂	0,68	0,792	0,890	130	-2,376	5,447	-1,221	-1,391		_		_
TiO ₂	0,03	0,001	0,027	92	3,827	19,976	-1,014	-1,938		+		_
Al ₂ O ₃	0,22	0,073	0,271	124	2,416	6,575	-1,142	-1,628		_		_
Fe ₂ O ₃	2,45	1,087	1,043	43	1,903	3,696	-1,039	-1,875		+		_
FeO	0,16	0,007	0,086	53	2,825	11,971	-1,027	-1,909		_		_
MnO	0,20	0,001	0,027	13	-0,037	1,326	-0,990	-2,000	+	+		_
MgO	18,31	0,903	0,950	5	-0,843	3,246	-0,981	-2,025		+		_
CaO	30,31	24,570	1,567	5	-2,879	13,282	-0,981	-2,025		+		_
SrO	0,03	0,002	0,016	50	1,457	1,915	-1,052	-2,600		+		_
P_2O_5	4,48	1,062	1,031	23	1,1652	7,038	-0,989	-2,025		+		_
CO ₂	36,87	4,942	2,223	6	-1,300	2,688	-0,981	-2,025		+		_
F	0,16	0,002	0,043	27	0,675	2,219	-1,018	-1,915	_	+	_	_

Примечание: Содержания Na₂O и K₂O для данной разновидности руд на грани чувствительности анализа (0,01–0,02%) и не правомерны для статистической обработки.

Основные статистические параметры и оценки гипотезы закона распределения петрогенных компонентов для сульфатсодержащией апатит-карбонатной разновидности руд (66 проб)

	5	1.1.1.1	· · ·		1	1		1	1 /			
Петрогенные			Стат	истическ	ие парам	етры			0	ценки і	гипотез	ЗЫ
компоненты	С	D	S	V	Α	Е	A*	E*	1	2	1*	2*
SiO ₂	8,52	79,079	8,893	104	1,838	4,241	-1,013	-1,934	-	—	—	_
TiO ₂	0,83	0,010	0,101	121	3,109	13,065	-1,133	-1,600		_	_	_
Al_2O_3	1,29	5,810	2,410	185	3,227	12,425	-1,206	-1,431		_	_	_
Fe ₂ O ₃	4,07	9,299	3,049	75	1,099	0,889	-1,092	-1,707		+	_	_
FeO	0,86	0,467	0,683	79	2,066	6,462	-1,282	-1,172		+	_	_
MnO	0,18	0,003	0,053	30	-0,135	-0,060	-1,032	-1,871		+	_	_
MgO	13,94	13,777	3,714	26	-0,601	- 0,628	-0,978	-2,027	+	+	_	_
CaO	29,55	26,031	5,102	17	-2,222	-8,192	-0,977	-2,029	_	+	_	_
Na ₂ O	0,11	0,014	0,118	105	4,036	21,325	-0,814	-1,929	_	_	_	_
K ₂ O	0,31	0,438	0,662	212	5,667	36,943	-1,143	-1,610	_	_	_	_
P_2O_5	5,95	8,544	2,923	44	1,118	1,300	-0,998	-1,971	_	+	_	_
SO_4	4,20	75,467	8,680	206	42,987	9,261	-1,160	-1,554	_	_	_	_
CO_2	28,88	79,467	8,914	30	-0,573	-0,556	-0,977	-2,029	+	+	+	_
F	0,42	0,039	0,197	46	1,138	-1,506	-1,106	-1,684	_	+	_	_

Таблица 11

Основные статистические параметры и оценки гипотезы закона распределения петрогенных компонентов и элементов для брекчированных апатит-карбонатных руд (36 проб)

Петрогенные			Стат	истическ	ие парам	етры			Oi	ценки і	гипоте	3Ы
компоненты	С	D	S	V	А	Е	A*	E*	1	2	1*	2*
P_2O_5	3,11	1,732	1,316	42	0,685	0,010	-1,020	-1,888	+	+	+	-
Fe ₂ O ₃	5,85	5,455	2,336	40	0,224	-1,282	-0,974	-2,014	+	+	+	-
MgO	14,02	9,821	3,134	22	-0,156	-0,402	-0,959	-2,053	+	+	+	-
CaO	17,93	31,385	5,602	31	0,230	-0,014	-0,959	-4,053	+	+	+	-
CO ₂	16,90	42,410	6,512	39	1,186	2,034	-0,959	-2,053	+	+	+	-
Нерастворимый остаток	31,64	138,747	11,779	37	0,151	-0,202	-0,959	-2,053	+	+	+	

Таблица 12

Основные статистические параметры и оценки гипотезы закона распределения петрогенных компонентов и элементов для апатит-кальцитовой разновидности руд (85 проб)

Петрогенные			Стат	истическ	ие парам	етры			0	ценки і	чпотез	3Ы
компоненты	С	D	S	V	А	Е	A*	E*	1	2	1*	2*
SiO ₂	9,50	2,016	4,490	47	0,385	-0,463	-0,992	-1,997	+	+	_	_
Al ₂ O ₃	0,16	0,009	0,095	58	0,654	1,133	-1,304	-0,989	+	+	_	_
Fe ₂ O ₃	2,20	0,667	0,817	37	1,070	1,130	-1,057	-1,827		+		_
FeO	0,14	0,004	0,067	44	0,090	-0,483	-1,138	-1,515	+	+	_	_
MgO	0,99	0,419	0,647	65	1,158	1,402	-1,321	-1,032	_	+	_	_
CaO	46,66	9,125	3,021	65	-0,491	-0,316	-0,982	-2,023	+	+	_	_
SrO	0,02	0,001	0,011	41	0,040	-1,041	-1,060	-1,422	+	+	_	_
Na ₂ O	0,09	0,009	0,098	103	0,980	-0,700	0,431	-1,752	_	-	_	_
K ₂ O	0,06	0,003	0,050	84	0,920	-0,444	0,127	-1,793	_	-	_	_
P_2O_5	5,05	3,130	1,769	35	1,014	2,708	-0,998	-1,983	_	+	_	_
CO ₂	31,17	12,521	3,538	11	-0,702	-0,003	-0,982	-2,023	+	+	_	_
F	0.26	0.005	0.073	27	-0.283	-0.029	-0.980	-2.030	+	+	_	_

Основные статистические параметры и оценки гипотезы закона распределения петрогенных компонентов и элементов для литофицированных продуктов древней коры выветривания (27 проб)

Петрогенные		Статистические параметры									гипотез	3Ы
компоненты	С	D	S	V	А	Е	A*	E*	1	2	1*	2*
SiO ₂	30,42	176,767	13,295	44	0,675	-0,277	-0,945	-2,072	+	+	+	+
TiO ₂	0,14	0,011	0,105	77	1,634	1,827	-1,032	-1,850	_	-	_	_
Al ₂ O ₃	2,47	4,769	2,184	88	1,153	0,875	-1,207	-1,354	+	+	+	+
Fe ₂ O ₃	5,98	34,756	55,895	99	1,076	-0,254	-0,996	-1,937	+	+	+	+
FeO	1,51	0,526	0,725	48	1,044	0,603	-1,110	-1,622	+	+	+	+
MnO	0,11	0,001	0,035	31	-0,041	-0,082	-0,974	-1,994	+	+	+	+
MgO	7,04	16,509	4,063	58	-0,176	-1,362	-0,996	-1,916	+	+	+	+
CaO	23,18	3,071	5,541	24	-0,912	0,211	-0,945	-2,072	+	+	+	+
Na ₂ O	0,13	0,005	0,069	55	4,210	17,516	-0,961	-2,035	_	+	+	+
K ₂ O	0,32	0,110	0,331	102	2,053	4,287	-1,134	-1,578	I	+	+	+
P_2O_5	10,48	20,903	4,572	44	0,078	-1,140	-0,950	-2,058	+	+	+	+
CO_2	14,12	91,703	9,576	68	0,259	-1,394	-0,954	-2,049	+	+	+	+
F	0,74	0,086	0,293	39	0,007	-1,186	-1,148	-1,498	+	+	+	+

Таблица 14

Основные статистические параметры и оценки гипотезы закона распределения петрогенных компонентов и элементов для дезинтегрированных продуктов современной кори выветривания (76 проб)

Петрогенные			Стат	истическ	ие параме	тры			Оценки гипотезы			
компоненты	С	D	S	V	А	Е	A*	E*	1	2	1*	2*
SiO ₂	21,55	174,121	13,195	61	0,750	-0,140	-2,020	-2,020	+	+	_	_
TiO ₂	0,13	0,007	0,087	65	3,711	21,027	-1,055	-1,819	_	-	1	-
Al ₂ O ₃	1,65	2,933	1,712	103	1,672	2,749	-1,404	-0,734	_	+		_
Fe ₂ O ₃	4,39	6,021	2,454	56	1,655	3,600	-1,043	-1,846	_	+	_	_
FeO	1,31	1,300	1,140	87	2,390	7,067	-1,219	-1,365	_	+	_	_
MnO	0,22	0,017	0,130	58	2,838	10,639	-1,052	-1,839	_	-	1	-
MgO	3,38	14,845	3,853	41	0,06B	-0,647	-0,993	-1,990	_	+	_	_
CaO	27,31	43,291	6,379	24	0,879	1,106	-0,981	-2,025	_	+	_	_
Na ₂ O	0,22	0,039	0,198	88	2,287	5,775	-1,142	-1,588	_	-	_	_
K ₂ O	0,42	0,233	0,483	116	2,369	6,365	-1,264	-1,232	_	-	_	_
P_2O_5	10,53	15,923	0,990	38	0,933	0,783	-0,988	-2,008	_	+		_
F	0,65	0,065	0,255	33	1,014	1,828	-1,138	-1,566	_	+	-	_
CO ₂	19,46	81,689	9,038	46	0,013	-0,666	- 0,987	-2,008	+	+	I	_

Основные ст	атистические	параметры и	оценка	гипотезы	распределен	ия микроэл	ементов
	лля а	патит-квари-	лопоми	товых руд	(30 проб)		

Элементы	C	D	Claineindeek	ис параметры	٨	Б	бценка		
D	1.97	D 1.091	1 409	V 75	A 0.000	E	типотезы (1)		
В	1,87	1,981	1,408	/5	0,909	-0,191	+		
Р	88,00	733,793	41,638	47	1,237	1,116	+		
Cu	1,29	2,593	1,610	125	2,226	4,227	—		
Pb	0,91	0,453	0,673	74	1,242	1,113	+		
Te	29,83	163,410	40,424	135	1,340	0,719	+		
V	1,20	1,094	1,046	87	2,018	3,747	-		
Mn	143,83	5698,680	75,489	53	0,239	-0,975	+		
Ga	0,28	0,065	0,255	91	0,372	-1,477	+		
W	0,08	0,029	0,172	207	1,811	1,599	-		
Cr	0,85	0,795	0,892	105	0,334	-1,719	+		
Ge	0,02	0,003	0,036	181	1,391	0,312	-		
Ba	8,83	83,935	9,162	104	2,902	10,848	-		
Mo	0,02	0,001	0,031	127	0,500	-1,682	+		
Ce	80,00	16554,862	40,680	51	0,059	-1,132	+		
Li	0,60	0,024	0,164	26	2,332	3,775	+		
Y	2,07	0,409	0,639	31	-0,048	-0,654	+		
La	153,30	3953,894	62,880	41	-0,321	-0,096	+		
Zr	1,02	1,197	1,094	107	0,760	-0,860	+		
Ag	0,03	0,000	0,026	90	3,550	14,093	-		
Ni	0,15	0,013	0,115	77	1,122	0,525	+		
Co	0,20	0,009	0,096	48	-0,180	-1,635	+		

Таблица 16

Основные статистические параметры и оценка гипотезы закона распределения микроэлементов для апатит-доломитовых (глубинных) руд (50 проб)

0	Статистические параметры								
элементы	С	D	S	V	А	E	гипотезы (1)		
В	0,89	0,207	0,455	51	1,070	8,038	-		
Р	74,00	575,510	23,988	32	2,923	12,668	-		
Cu	0,28	0,017	0,134	46	3,589	15,127	-		
Pb	0,27	0,077	0,268	102.	4,771	26,733	-		
Ti	4,58	15,023	3,876	84	2,569	7,359	-		
V	0,90	0,156	0,395	43	1,239	1,188	-		
Mn	152,80	2702,080	51,981	34	0,656	0,352	+		
Ga	0,07	0,003	0,059	77	0,848	-0,058	+		
Ge	87,00	2429,504	49,290	56	2,150	5,779	-		
Ba	1,00	5,102	2,258	225,	2,082	3,645	-		
Y	3,18	1,422	1,119	35	0,678	-0,950	+		
La	125,60	1236,788	35,168	28	1,168	2,547	—		
Zr	1,16	0,382	0,618	53	0,661	0,095	+		
Ag	0,01	0,001	0,008	44	3,895	21,213	-		
Ni	0,03	0,001	0,03	87	0,283	-0,906	+		
Co	0,12	0,005	0,074	60	1,063	0,121	_		
Sr	25 00	1210 344	34 789	139	4 229	18 376	_		

Основные статистические параметры и оценка гипотезы закона распределения микроэлементов лля рудных брекчий (27 проб)

			для рудных (эрекчий (27 пр	00)		
			Статистическ	ие параметры			Оценка
Элементы	С	D	S	V	А	Е	гипотезы (1)
В	2,96	5,250	2,290	77	0,610	-1,125	+
Р	32,41	47793,000	218,610	67	1,090	1,166	+
Cu	0,92	0,890	0,950	103	2,993	9,900	_
Pb	0,62	0,100	0,310	50	0,777	-0,004	+
Sn	0,14	0,080	0,290	213	3,795	14,672	_
Ti	87,04	264,470	16,263	59	0,988	0,146	+
V	0,96	0,150	0,380	40	0,912	0,050	+
Mn	127,04	1594,400	126,270	9	1,910	2,876	_
Ga	0,26	0,060	0,260	99	1,173	0,616	+
W	0,06	0,010	0,100	166	1,131	0,273	+
Cr	2,61	33,220	5,760	230	3,975	1,591	_
Ge	0,03	0,000	3,760	145	0,981	-0,601	+
Ba	2,79	16,320	4,040	144	0,919	-0,849	+
Nb	2,80	0,830	0,480	173	1,899	3,436	+
Mo	0,44	3,660	1,910	42	4,612	20,083	-
Ce	49,62	2911,400	53,950	103	1,488	1,732	-
Li	0,41	0,090	0,300	72	-0,005	-0,843	+
Y	4,48	9,260	3,040	68	0,589	-0,897	+
La	129,63	40863,800	202,100	156	2,152	3,939	-
Zr	3,88	4,560	2,140	55	0,846	0,551	+
Ag	0,01	0,000	0,006	111	0,501	-0,878	+
Zn	1,06	3,510	1,870	177	1,816	2,331	—
Ni	0,36	0,110	0,328	90	0,298	-1,246	+
Со	0,58	0,110	0,331	57	0,698	0,168	+
Sr	2,30	3,160	1,780	77	0,902	-0,054	+

Таблица 18

Основные статистические параметры и оценка гипотезы закона распределения микроэлементов для апатит-кальцитовых руд (30 проб)

2			Статистическ	ие параметры	• /		Оценка
элементы	С	D	S	V	А	Е	гипотезы (1)
В	1,09	32,058	5,662	503	4,939	23,176	_
Р	200,05	55048,900	234,620	117	1,699	2,576	_
Cu	0,65	0,380	0,610	94	2,192	5,007	_
Pb	0,52	0,190	0,440	85	1,514	2,342	_
Sn	10,68	757,860	27,530	258	2,424	4,684	_
Ti	16,65	383,460	19,580	117	1,154	1,139	+
V	16,53	923,110	30,380	183	1,641	1,367	_
Mn	110,56	31107,480	176,370	159	2,458	5,416	—
Ga	0,07	0,020	0,140	213	2,036	3,099	_
Cr	0,83	0,133	0,365	44	4,878	2,277	_
Ba	4,67	41,230	6,420	137	0,968	-0,317	+
Mo	2,34	59,840	7,730	330	3,054	7,933	_
Ce	14,72	291,490	17,070	116	1,570	2,092	_
Li	0,47	1,098	1,048	223	1,911	1,974	_
Y	1,38	4,170	2,042	147	1,511	0,581	—
La	29.43	507,140	22,510	76	0,476	-0,987	+
Zr	0,60	1,420	1,190	197	2,077	4,056	_
Ag	0,02	0,003	0,053	237	2,584	5,644	_
Ni	0,51	0,610	0,780	152	1,638	1,756	_
Co	1,64	4,070	2,020	122	1,058	-0,136	+
Sr	1,63	6,630	2,580	158	2,256	4,590	_

Основные статистические параметры и оценка гипотезы закона распределения микроэлементов для биотитовых гнейсов (98 проб)

для биотитовых тнейсов (эе проб)								
Элементи			Статистическ	ие параметры	-		Оценка	
Элементы	С	D	S	V	А	E	гипотезы (1)	
Р	82,40	14454,500	120,226	145	2,937	9,174	_	
В	4,66	21,435	4,629	99	2,230	4,618	—	
Cu	6,72	90,714	9,524	141	3,196	10,950	—	
Pb	1,44	2,038	1,427	99	2,412	5,776	—	
Ti	215,30	28242,900	168,056	78	0,026	8,610	—	
V	4,02	9,623	3,102	77	3,277	13,266	—	
Mn	35,33	1652,080	40,645	115	2,534	0,068	—	
Ga	1,00	0,203	0,451	46	1,671	4,677	-	
W	1,06	4,964	2,226	211	4,101	18,699	—	
Cr	5,42	34,639	5,885	108	2,022	3,448	-	
Ge	0,11	0,005	0,072	65	0,746	0,448	—	
Ba	3,93	24,354	4,935	125	1,259	1,328	—	
Nb	1,25	1,876	1,368	109	2,166	5,367	—	
Mo	0,14	0,019	0,140	97	2,400	5,838	—	
Li	0,54	0,263	0,512	95	1,657	2,717	—	
Y	2,54	7,768	2,787	109	2,951	14,183	—	
La	3,73	52,153	7,221	193	3,206	15,364	—	
Zr	13,00	154,477	12,428	85	2,596	8,018	—	
Ag	0,03	0,009	0,030	103	2,967	11,242	—	
Zn	3,67	19,884	4,459	121	2,147	4,443	—	
Ni	1,310	1,723	1,312	99	2,235	5,887	—	
Co	0,315	0,073	0,270	85	2,990	13,580	_	
Sr	0,44	1,442	1,201	270	5,432	38,386	_	

Таблица 20

Основные статистические параметры и оценка гипотезы закона распределения микроэлементов	
для биотит-амфиболовых гнейсов (104 пробы)	

2			Статистическ	ие параметры	• <i>i</i>		Оценка
элементы	С	D	S	V	А	Е	гипотезы (1)
В	2,59	2,630	1,620	62	0,892	-0,177	_
Р	71,39	11712,200	108,220	151	6,287	49,602	-
Cu	1,82	52,330	7,230	397	8,219	73,230	-
Pb	1,27	1,250	1,120	88	2,274	6,762	-
Sr	0,46	0,440	0,660	143	4,289	2,2651	-
Ti	211,01	31419,100	177,250	84	2,056	4,214	-
V	4,47	23,740	4,870	109	2,934	9,351	-
Mn	82,28	350,180	59,170	72	1,458	2,144	-
Ga	1,13	0,433	0,610	58	0,617	0,064	+
W	0,11	0,030	0,180	165	1,791	2,231	-
Cr	3,89	8,740	2,950	75	1,908	6,813	-
Ge	0,07	0,000	0,070	96	0,668	0,239	+
Ba	2.21	29,530	5,430	246	2,843	8,383	-
Nb	1,03	0,800	0,890	87	3,102	1,704	-
Mo	0,18	0,240	0,500	280	8,724	8,099	-
Ge	1,25	9,100	3,010	241	2,199	3,332	-
Li	0,20	0,010	0,320	161	2,495	9,101	-
Y	1,43	1,540	1,240	87	1,642	4,046	-
La	2,02	24,040	4,900	242	2,495	9,101	-
Zr	10,94	82,650	9,090	83	1,914	4,815	-
Ag	0,02	0,000	0,020	87	1,748	4,053	-
Zn	4,19	10,020	3,160	75	2,448	9,632	-
Ni	1,97	23,170	4,810	244	9,551	9,231	_
Co	1,91	2,810	1,680	88	2,520	8,496	_
Sr	0,87	6,140	2,470	281	5,505	3,495	_

Основные статистические	параметры и оценка	гипотезы закона	распределения	микроэлементов
	лля амфиболовых	гнейсов (23 проб	бы)	

Элементы	C		Статистическ	ис параметры	٨	Б	Оценка		
D	<u> </u>	D	5	V	A 0.754	E	типотезы (1)		
В	2,28	1,405	1,185	51	0,754	-0,168	+		
Р	57,39	1620,140	40,250	70	0,826	0,073	+		
Cu	3,23	14,019	3,744	115	1,789	2,266	-		
Pb	1,13	0,726	0,852	74	1,256	0,222	+		
Sn	22,13	10852,000	104,172	470	4,188	16,255	_		
Ti	289,26	24466,810	156,386	54	0,506	0,425	+		
V	5,43	199,234	14,115	259	4,149	16,037	-		
Mn	48,30	610,659	24,711	51	0,293	-0,002	+		
Ga	0,78	0,045	0,213	27	-0,424	-0,969	+		
W	1,02	8,136	2,852	280	2,683	5,565	_		
Cr	9,34	19,864	4,468	47	-0,325	-0,806	+		
Ge	0,19	0,086	0,293	151	3,811	13.977	_		
Ba	3,47	41,836	6,472	186	1,509	0,841	+		
Nb	1,02	0,601	0,775	75	0,559	-0,058	+		
Mo	0,09	0,003	0,061	65	1,925	3,349	_		
Li	0,27	0,071	0,267	96	0,072	-1,776	+		
Y	0,61	0,521	0,722	118	0,675	-0,811	+		
Zr	5,47	25,897	5,088	92	0,786	0,467	+		
Ag	0,01	0,000	0,005	39	-0,386	-0,207	+		
Zn	7,00	17,545	4,188	59	0,063	-0,840	+		
Ni	1,50	1,000	1,000	66	2,021	4,086	+		
Co	1,72	1,366	1,169	68	0,929	0,831	+		
Sn	0,82	2,786	1,669	202	2,337	5,448	_		

Таблица 22

Основные статистические параметры и оценка гипотезы закона распределения микроэлементов
для диопсидовых гнейсов (27 проб)

D		Оценка					
элементы	С	D	S	V	А	Е	гипотезы (1)
В	2,87	3,434	1,853	64	1,186	0,101	+
Р	59,81	9408,420	96,997	162	3,528	12,897	-
Cu	2,03	3,671	1,916	94	2,717	8,337	-
Pb	1,44	1,189	1,090	75	1,528	1,929	—
Sn	0,41	0,063	0,251	60	0,471	0,063	+
Ti	196,29	4304,070	207,462	105	2,257	5,798	—
V	2,07	1,419	1,191	57	0,849	0,146	+
Mn	144,87	17341,030	131,685	90	1,467	1,269	-
Ga	0,67	0,111	0,334	49	0,037	0,168	+
W	0,21	0,354	0,595	277	3,804	14,792	-
Cr	10,07	46,606	6,836	68	0,716	0,741	+
Ge	0,06	0,002	0,054	61	-0,614	-0,976	+
Ba	7,96	162,034	12,729	159	1,667	2,250	-
Nb	1,00	0,673	0,820	82	0,452	-0,618	+
Mo	0,20	0,115	0,339	165	2,581	6,154	-
Li	0,28	0,124	0,352	118	0,750	-0,840	-
Y	0,85	1,361	1,166	136	1,674	2,268	-
Zr	10,33	181,846	13,485	130	3,165	11,301	-
Ag	0,01	0,000	0,010	59	1,543	2,684	-
Ni	4,92	18,378	4,287	87	0,438	-0,966	+
Co	1,35	0,494	0,702	51	-0,029	-0,534	+
Sr	2,25	30,737	5,544	245	2,482	4,929	_

Основные статистические параметры и оценка гипотезы закона распределения микроэлементов для биотит-графитовых гнейсов (20 проб)

-	Статистические параметры							
Элементы	С	D	S	V	А	Е	гипотезы (1)	
В	1,34	0,601	0,775	56	-0,717	-0,625	+	
Р	32,90	300,094	17,323	52	0,945	-0,522	+	
Cu	3,27	5,617	2,370	72	1,368	-1,016	+	
Pb	1,29	0,914	0,440	34	0,463	-1,255	+	
Sn	0,07	0,002	0,490	71	-0,499	-1,407	+	
Ti	255,00	34184,210	184,889	72	0,921	-0,505	+	
V	3,40	1,305	1,142	33	0,434	-1,387	+	
Mn	63,00	295,769	17,186	27	0,500	-0.037	+	
Ga	0,90	0,041	0,203	22	0,892	1,064	+	
Cr	2,75	0,618	0,786	28	2,641	6,921		
Ba	6,50	8,157	2,856	43	-0,032	-0,824	+	
Nb	1,52	2,144	1,464	36	2,641	6,921		
Mo	0,12	0,037	0,194	156	1,953	2,239		
Y	2,75	1,355	1,164	42	0,653	-0,335	+	
Zr	9,45	10,681	3,268	38	0,142	-0,145	+	
Ag	0,03	0,000	0,011	35	0,431	-1,432	+	
Zn	3,80	15,957	3,994	105	3,288	10,551		
Ni	2,30	0,378	0,615	26	0,102	-1,738	+	
Co	1,70	0,800	0,894	52	2,356	6,401	_	

Таблица 24

Основные статистические параметры и оценка гипотезы распределения микроэлементов лля кальнифиров (20 проб)

для кальцифиров (20 проб)									
D TANAUT			Статистическ	ие параметры			Оценка		
Элементы	С	D	S	V	А	E	гипотезы (1)		
В	2,62	4,602	2,145	82	2,006	4,255	-		
Р	66,00	14488,420	120,367	182	2,403	5,255	-		
Cu	1,56	4,578	2,139	137	3,034	9,128	—		
Pb	1,64	5,740	2,396	146	2,326	4,811	-		
Sn	0,18	0,071	0,266	150	1,839	2,517	—		
Ti	82,50	6145,940	78,396	95	1,286	0,656	+		
V	1,27	1,065	1,032	81	2,525	5,939	_		
Nbг	229,00	117992,250	343,500	150	1,587	0,854	—		
Ga	0,36	0,086	0,293	81	0,962	-0,286	+		
Cr	3,01	7,186	2,681	89	0,148	-1,677	+		
Ge	0,22	0,242	0,492	226	1,905	1,949	-		
Ba	15,50	328,680	18,129	117	1,509	1,948.	+		
Mo	0,08	0,016	0,127	155	1,962	3,436			
Y	1,02	1,856	1,363	133	1,282	1,084	+		
La	9,75	159,142	12,615	129	1,548	2,452	+		
Zr	6,70	59,484	7,713	115	1,253	1,544	+		
Ag	0,01	0,001	0,014	90	0,677	-0,444	+		
Ni	0,48	0,304	0,551	115	1,371	0,727	+		
Co	0,52	0,336	0,580	111	1,154	0,162	+		
Sr	9,20	76,379	8,739	95	0,265	-1,799	+		

Основные статистические параметры и оценка гипотезы распределения микроэлементов для амфиболитов (14 проб)

Элементы		Статистические параметры						
0111111	С	D	S	V	А	E	гипотезы (1)	
В	4,83	7,444	4,691	55	0,905	-0,47?	+	
Р	37,50	440,454	40,504	54	0,450	-1,344	+	
Cu	4,41	8,670	4,968	67	0,831	-0,648	+	
Pb	4,40	6,784	4,604	108	1,947	3,090	+	
Sn	0,68	0,146	0,356	54	-0,483	-1,885	+	
Ti	441,66	40833,360	404,074	45	-0,101	-1,417	+	
V	3,81	4,083	1,443	96	0,830	-1,818	+	
Mn	74,50	1038,600	32,227	44	0,958	0,406	+	
Ga	1,44	0,443	0,474	38	0,454	-1,337	+	
W	0,81	4,494	1,514	185	1,746	1,865	+	
Cr	45,33	444,444	14,913	58	0,311	-1,436	+	
Ge	0,18	0,004	0,053	49	0,409	-0,137	+	
Nb	1,90	0,474	0,544	54	0,000	-0,479	+	
Mo	0,37	0,484	0,533	141	4,476	4,161	_	
Li	0,41	0,046	0,416	54	-0,441	-1,114	+	
Y	1,66	0,560	0,748	44	0,667	-1,051	+	
Zr	6,33	10,605	3,456	51	0,099	-1,756	+	
Ag	0,03	0,000	0,018	55	0,663	-0,976	+	
Zn	14,50	1960,436	44,476	194	4,046	0,048	+	
Co	15,94	877,145	49,616	186	1,978	0,045	+	
Ni	44,70	34,090	5,838	46	0,000	-1,641	+	

Таблица 26

Основные статистические параметры и оценка гипотезы распределения микроэлементов для кварц-калишпатовых метасоматитов (60 проб)

0		Оценка					
элементы	С	D	S	V	А	Е	гипотезы (1)
В	3,02	4,550	2,130	70	1,193	6,299	_
Р	3,42	546,410	23,370	68	1,031	0,200	_
Tl	0,34	0,000	0,060	173	2,119	4,936	_
Cu	1,12	18,018	4,250	372	5,801	34,419	_
Pb	1,68	4,240	2,060	122	2,421	6,539	_
Sn	0,33	0,044	0,210	63	0,653	0,078	+
Ti	193,67	18965,000	137,710	71	3,461	17,194	_
V	1,56	1,561	1,250	71	2,505	8,614	_
Mn	29,50	210,750	14,520	49	0,649	0,210	+
Ga	0,99	0,240	0,500	50	0,727	-0,355	+
W	0,75	2,760	1,660	222	4,068	1,719	_
Cr	10,45	65,630	6,100	77	0,434	-0,878	+
Ge	0,10	0,020	0,130	124	5,632	36,986	_
Ba	1,00	6,610	2,570	257	2,471	5,113	_
Nb	1,85	4,250	2,060	206	3,001	9,273	_
Мо	0,1»	6,430	0,210	106	1,474	0,945	_
Ce	1,75	14,260	3,770	215	2,596	7,730	_
Li	0,17	0,040	0,190	113	0,467	-1,402	+
Y	1,39	1,220	1,100	70	0,604	0,182	+
La	6,18	104,520	10,220	165	2,035	4,466	_
Zr	11,35	242,560	15,570	137	3,640	15,931	_
Ag	0,03	0,000	0,020	81	1,592	2,458	_
Zn	4,07	16,940	4,120	101	1,444	2,378	_
Ni	1,50	7,270	2,690	179	5,552	34,302	-
Со	0.00	0.000	0.010	774	7.370	53.152	_

Основные статистические параметры и оценка гипотезы закона распределения микроэлементов для осадочных доломитов юдомской свиты (54 пробы)

CHARLEN		Статистические параметры									
Элементы	С	D	S	V	А	Е	гипотезы (1)				
Р	18,44	754,750	47,436	150	1,401	0,595	_				
В	4,18	4,397	1,548	71	0,864	-0,660	+				
Cu	3,13	50,833	7,149	448	5,495	34,193	-				
Pb	6,74	430,450	15,180	445	4,404	9,606	-				
Ti	104,91	8844,300	93,940	89	1,845	4,171	-				
V	0,91	0,406	0,637	70	1,846	3,878	-				
Mn	126,11	18480,470	135,844	107	4,847	8,995	-				
Cr	4,74	11,110	3,333	141	1,074	-3,635	-				
V	0,49	0,547	0,740	451	4,913	47,564	-				
Ba	3,51	10,970	3,314	94	0,387	-0,834	+				
Mo	0,06	0,008	0,091	141	4,673	8,654	+				
Ag	0,06	0,008	0,094	135	4,501	7,644	-				
Zn	3,49	44,746	6,536	198	4,855	8,430	-				
Ni	0,54	0,419	0,647	122	1,755	4,848	-				
Co	1,04	0,985	0,994	95	0,754	-0,880	+				
Sr	4,41	5,566	4,359	98	1,845	3,714	_				

Таблица 28

Основные статистические параметры и оценка гипотезы закона распределения микроэлементов для мезозойских магматических пород дайкового комплекса (щелочных трахитов, сиенит-порфиров)(75 проб)

Drawarra		Оценка					
Элементы	С	D	S	V	А	E	гипотезы (1)
В	3,47	6,180	2,480	72	0,749	-0,279	+
Р	163,40	19813,300	140,760	86	0,949	0,089	_
Cu	5,86	147,200	12,130	207	4,163	18,312	—
Pb	0,92	2,420	1,550	168	1,998	3,474	_
Sn	0,24	0,020	0,130	55	0,281	0,173	+
Ti	221,82	19821,400	140,790	63	1,406	2,098	-
V	2,92	3,440	1,850	63	1,805	4,034	-
Mn	91,73	6152,100	78,440	86	2,691	9,127	_
Ga	1,77	64,030	8,000	452	8,262	67,466	-
W	0,22	0,070	0,270	122	1,687	4,347	-
Cr	5,76	20,990	4,580	79	1,658	2,718	_
Ge	0,14	0,020	0,160	116	4,481	2,140	_
Ba	6,67	172,510	13,130	197	4,952	3,136	-
Nb	0,66	0,400	0,630	96	1,411	3,043	-
Mo	0,12	0,190	0,140	117	4,296	2,174	-
Ce	2,20	60,290	7,760	352	4,383	2,060	-
Li	0,16	0,050	0,220	140	0,931	-0,619	-
Y	1,86	2,150	1,469	79	1,077	1,160	-
La	3,61	109,790	10,480	290	4,643	23,798	-
Zr	6,29	18,100	4,250	68	1,640	2,523	-
Ag	0,03	0,000	0,030	93	1,640	2,885	-
Zn	4,37	12,700	3,560	82	1,573	3,840	_
Mi	1,08	2,030	1,430	132	4,472	2,216	_
Co	1,12	0,750	0,860	77	1,537	3,791	_
Sr	2,19	35,420	5,950	272	6,951	52,599	_

Основные статистические параметры и оценка гипотезы закона распределения содержаний минералов

Компоненты	C		S	V		F	гипотегы (1)	
	x	ПОритизирова	ыные архейс	кие поролы (<u>39 проб)</u>	L	типотезы (т)	
Апатит	3.08	7 880	2 807		0 527	_0.365		
Лодомит	7.88	99.621	9.981	126	1,510	1 639		
Кальнит	1.69	5 080	2 253	133	1,510	2 407	_	
Гематит	1,09	14 612	3 822	285	3 775	15 233	_	
Флогопит	31.76	299 266	17 289	54	0 704	-0.042	+	
Хлорит	17.42	80.133	8.951	51	0.553	0.502	+	
Квари	13.34	74,107	8.666	62	0.289	-0.868	+	
Ортоклаз	9.28	106.032	10.297	110	1.240	1.253	_	
- F	,	Апатит-	силикатные т	оулы (36 про	<u>ნ)</u>	-,		
Апатит	22.87	212,486	14.577	63	0.337	-1.133	+	
Доломит	13,34	251,384	15,855	118	0,808	-0,405	+	
Кальцит	10,89	163,039	12,768	117	1,889	4,777	_	
Гематит	4,35	8,331	2,886	66	-3,545	-1,188	+	
Флогопит	6,09	51,942	7,207	118	3,450	13,722	_	
Хлорит	5,25	55,097	7,422	141	1,643	1,368	_	
Серпентин	24,06	254,917	15,966	66	0,477	-0,066	+	
Кварц	2,76	25.761	5,075	182	1,541	1,089	_	
Ортоклаз	2,11	0,822	0,807	42	2,358	7,723	_	
1	Аг	атит-мартит-	кварц-долом	итовые руды	(76 проб)		•	
Апатит	19,15	66,300	8,142	42	0,335	-0,452	+	
Доломит	44,40	129,997	11,400	25	0,023	-0,386	+	
Кальцит	2,38	13,937	3,733	174	1,282	1,009	_	
Гематит	8,76	12,975	3,602	41	1,152	1,252	_	
Флогопит	10,25	57,958	7,208	70	1,150	2,151	_	
Хлорит	6,83	53,113	7,287	107	4,423	24,535	_	
Кварц	9,02	20,225	4,487	49	0,597	0,490	_	
Ортоклаз	1,40	1,636	1,286	82	2,636	7,221	_	
	•	Апатит-квар	ц-доломитов	ые руды (88	проб)	•	•	
Апатит	18,01	54,822	7,404	41	1,400	1,483	_	
Доломит	66,16	10,763	10,374	16	-0,850	0,186	_	
Кальцит	1,89	2,570	1,603	53	0,852	0,669	-	
Гематит	4,70	4,066	2,016	42	1,309	2,169	-	
Флогопит	2,30	5,920	2,433	105	2,676	7,768	-	
Хлорит	1,28	1,965	1,403	108	2,052	4,480	-	
Кварц	5,49	14,669	3,830	70	0,436	-0,606	+	
Ортоклаз	0,61	0,132	0,363	9	5,015	25,639	—	
		Апатит-д	оломитовые ј	руды (100 пр	об)			
Апатит	13,61	14,512	3,809	29	1,740	3,257	—	
Доломит	79,96	28,390	5,328	6	-0,888	-0,438	—	
Кальцит	0,61	0,159	0,399	65	0,957	0,032	—	
Гематит	3,67	1,978	1,396	38	1,057	0,888	—	
Флогопит	1,23	0,978	0,988	80	7,274	60,413	—	
Хлорит	0,44	0,921	0,959	218	2,796	7,809	—	
Кварц	0,63	0.840	0,917	173	2,584	7,834	—	
Ортоклаз	0,59	0,027	0,165	28	1,561	3,694	—	
		Апатит-н	альцитовые	руды (56 про	юб)			
Апатит	11,09	15,779	3,872	35	0,506	-0,378	+	
Доломит	2,15	4,076	2,019	93	0,892	0,243	+	
Кальцит	70,71	96,908	9,844	13	-0,743	-0,144	+	
Гематит	2,02	0,514	0,717	35	1,194	1,760	_	
Флогопит	0,63	0,250	0,500	76	0,621	-0,879	+	
Хлорит	0,23	0,054	0,233	100	1,426	3,980	-	
Кварц	7,77	31,429	5,606	72	0,646	-0,536	+	
Ортоклаз	1,10	0,642	0,801	72	0,537	-1,650	+	