АПАТИТОВЫЕ ПОРОДЫ СЕЛИГДАРА

АПАТИТОВЫЕ ПОРОДЫ СЕЛИГДАРА

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
Выпуск 498

АПАТИТОВЫЕ ПОРОДЫ СЕЛИГДАРА

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1982

УДК 553.641

Апатитовые породы Селигдара/Василенко В. Б., Кузнецова Л. Г., Холодова Л. Д. и др.— Новосибирск: Наука, 1982.

Среди руд Селигдарского месторождения наряду с карбонатными выделены зеленокаменные разновидности, сопоставляемые с перидотитами и миссуритами, что сделано на основании более 1000 силикатных анализов пород рудного тела оригинальными методами математической статистики. Это позволило предположить новую магматогенно-метасоматическую генетическую гипотезу, согласно которой на Селигдаре в позднем протерозое сформировалась калиево-щелочно-базитовая интрузия центрального типа, породы начальных фаз которой, обогащенные апатитом, и явились рудами. Постмагматический карбонатный метасоматоз привел к интенсивной доломитизации и кальцитизации интрузии и ее окружения.

Результаты применения новейших методов подвергнуты вероятностному сравнению и обобщению. Резюмирующая глава обсуждает соотношение вскрытых закономерностей с логикой предложенной гипотезы.

Книга рассчитана на широкий круг геологов.

Ил. 78. Табл. 79. Библиогр. 142.

Авторы: В. Б. Василенко, Л. Г. Кузнецова, Л. Д. Холодова, В. И. Егин, А. Р. Энтин, В. И. Сучков, В. М. Белоусов.

Ответственный редактор
д-р геол.-мин. наук *Н. Л. Добрецов*

А $\frac{1904020000 - 757}{055(02) - 82}$ 134—81, кн. 2.

© Издательство «Наука», 1982 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Представляемая коллективная монография имеет ряд отличительных особенностей.

Во-первых, она посвящена важному месторождению фосфорных руд, находящемуся в зоне БАМ; предполагаемая разработка этих руд может в значительной мере решить проблему фосфорных удобрений в Сибири и на Дальнем Востоке.

Во-вторых, работа содержит полную комплексную характеристику руд Селигдара, во многих отношениях уникальных. Первая часть представляет собой краткий геологический очерк месторождения, написанный геологами-производственниками (в их числе заочным аспирантом ИГиГ В. М. Белоусовым). Во второй, основной, части содержится детальная петрохимическая и петрографо-минералогическая характеристика пород и руд, а также всестороннее описание самого апатита — его рентгеноструктурных особенностей, микрокристалличности, термометрии, фотолюминесценции, ЭПР, химического состава. В отдельных главах охарактеризованы редкие элементы, уран, торий и калий в породах рудного тела.

В-третьих, авторы монографии используют новую методику, основанную на последовательном применении методов математической статистики, включая новые или усовершенствованные, разработанные специально для целей петрохимии и геохимии, такие как метод частных средних, парная нелинейная регрессия и т. д. Важно отметить, что они применяются не формально, а как средство проверки и отбраковки геологических и петрологических гипотез.

В-четвертых, на основании всего материала и статистического подхода предложена новая магматогенно-метасоматическая гипотеза образования месторождения. В основе ее лежит представление о кристаллизации большей части апатита в магматическую стадию из специфической высококалиевой базитовой магмы (в этом отношении породы Селигдара сближаются, с одной стороны, с Ошурковскими апатитоносными диоритами, с другой — с Хибинскими апатитами). Многоэтапный карбонатный (карбонатитоподобный) метасоматоз существенно изменил облик пород и руд, структуру месторождения, но не привел к заметному переотложению апатита.

Парадоксально, но факт, что эта гипотеза остается дискуссионной и уязвимой для критики, несмотря на большой и разнообразный фактический материал и высокий уровень его обобщения с применением современных математических методов. Частично это связано с большой сложностью объекта. Но, как и в других аналогичных случаях, очень важны всесторонний охват проблемы (включая структурно-геологические критерии) и выбор ее наиболее важных звеньев.

Работа в качестве одной из первых сводок по Селигдару, написанная на высоком научном уровне и отличающаяся богатством фактического материала, несомненно, привлечет внимание широкого круга исследователей. Она представляет большой интерес и в методическом отношении.

Н. Л. Добрецов

Часть I
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Глава 1

АПАТИТОНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ АЛДАНСКОГО ЩИТА

В связи с ограниченной возможностью получения приростов запасов апатитовых и фосфоритовых руд в традиционных районах (Кольский полуостров, Казахстан) все большее внимание обращается на выявление новых рудных провинций, способных восполнить возникший дефицит в сырье. Особенно остро в фосфатных удобрениях он ощущается для областей Сибири и Дальнего Востока, поскольку здесь нет крупных природных источников сырья, а восполнение дефицита за счет месторождений, распо-

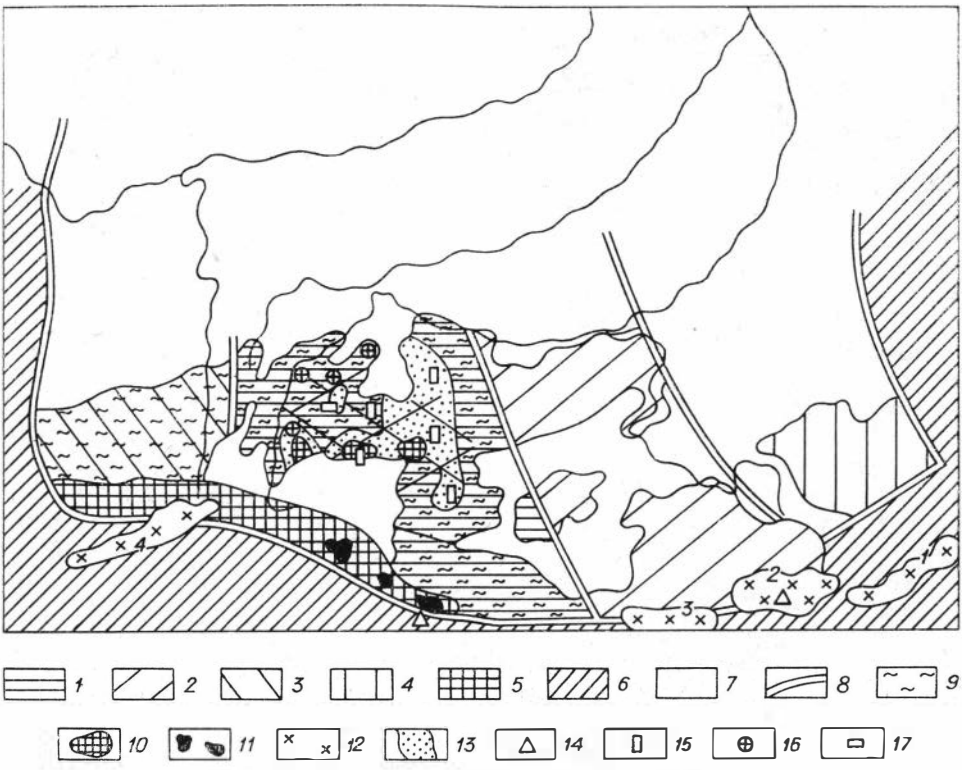


Рис. 1.1. Схема размещения апатитоносных геологических комплексов и апатитовых рудопроявлений в фундаменте Алданского щита (тектоническая основа по данным И. М. Фрумкина и авторов).

Складчатые области: *1* — Алдано-Тимптонская; *2* — Тимптоно-Учурская; *3* — Олекминская; *4* — Маймакано-Батомгская; *5* — область распространения курультино-гонамского комплекса; *6* — складчатые области обрамления Алданского щита; *7* — осадочный чехол; *8* — структурные швы. **Апатитоносные комплексы:** *9* — мигматиты амфиболитовой фации; *10* — массивы пород габбро-плагиогранитной формации; *11* — массивы пород габбро-пироксенит-перидотитовой формации; *12* — массивы анортозитов; *13* — карбонатно-гранулитовая метаморфогенная формация (федоровская свита иенгрской серии). **Проявления апатита генетических типов:** *14*—магматогенного; *15* — скарнового; *16* — гидротермально-метасоматического; *17* — метаморфогенного.

ложенных в западных районах страны, связано со значительными транспортными затратами.

Апатитовая минерализация на Алдане в течение многих лет изучалась попутно при исследовании других видов минерального сырья, главным образом в петрографическом и минералогическом аспекте. Сведения по петрографии и минералогии апатитсодержащих пород из различных комплексов щита приводились Д. П. Сердюченко [1960], А. А. Арсеньевым [1968], А. А. Глаголевым [1968], А. А. Маракушевым [1968], А. М. Корчагиным [1966, 1968], М. А. Лицаревым [1961], А. М. Ленниковым [1968]. В последние годы рядом авторов [Энтин и др., 1975] сделано обобщение по металлогении апатитоносных геологических комплексов щита с целью характеристики наиболее важных генетических типов апатитовой минерализации.

В геологическом строении Алданского щита принимают участие разновозрастные осадочные, магматические, метаморфические формации, образующие два резко различающихся структурных этажа — кристаллический фундамент и платформенный чехол (рис. 1.1). На основе анализа данных о содержании P_2O_5 в породах различных геологических комплексов щита с учетом геологической ситуации апатитовых проявлений района и времени формирования апатитоносных комплексов на Алданском щите выделены следующие перспективные апатитоносные эпохи: архейская, ранне-среднепротерозойская, позднепротерозойская и мезозойская.

1. АРХЕЙСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЭПОХА

Большинство известных апатитоносных геологических комплексов архейского возраста развито в центральной части щита, в пределах Алдано-Тимптонской складчатой области. Апатитовая минерализация здесь приурочена к определенным магматическим формациям, характеристика которых приводится ниже.

Породы **габбро-плагиогранитной формации** слагают многочисленные массивы площадью в десятки и сотни квадратных километров в пределах Унгринско-Тимптонского синклинория. В центральной и западной частях Унгринско-Тимптонского синклинория с постмагматической деятельностью габбро-плагиогранитной формации связано формирование регионально распространенных железорудных магнезиальных скарнов, приуроченных к обогащенным карбонатными породами горизонтам федоровской свиты. С этим же процессом сопряжено образование широко известных центральноалданских архейских контактово-метасоматических магнезиально-скарновых апатитсодержащих железорудных месторождений борат-магнетитовой рудной формации.

Апатитовая минерализация в железорудных магнезиальных скарнах развита неравномерно. Обогащенные апатитом участки рудных полей установлены в местах широкого развития апоалюмосиликатных паргасит- и флогопитсодержащих минеральных парагенезисов магнезиальных скарнов. Появление этих парагенезисов, согласно Л. И. Шабынину [1966], свидетельствует о возрастании щелочности постмагматических растворов. Один из таких участков известен в северной части Таежного месторождения, где содержание апатита в кальцифирах, диопсидовых, паргасит-диопсидовых и флогопит-паргасит-диопсидовых породах достигает 5—7%.

Повышенной апатитоносностью, по данным Д. П. Сердюченко [1960], отличаются руды месторождения Сивагли, где широко развиты паргасит-диопсид-магнетитовый и хлорит-гематитовый минеральные типы. По его же данным [Сердюченко, 1960; Сердюченко и др., 1963], одним из концентраторов редких земель в магнезиальных скарнах является апатит.

Формация соскладчатых гранитов амфиболитовой фации. Основные

массы пород формации сосредоточены в участках полей гранитизации Якокут-Ыллымахском [Угрюмов, 1968], Нимнырском [Угрюмов, Энтин, 1971], Хатыминском и Алданском, где процессы ультраметаморфизма развиты особенно интенсивно.

По периферии Якокут-Ыллымахского, Хатыминского и Нимнырского полей гранитизации развиты флогопитоносные апатитсодержащие магнезиальные скарны, с которыми связаны известные центральноалданские флогопитовые магнезиально-скарновые месторождения (М. А. Лицарев и др., 1961 г.).

Флогопитоносные магнезиальные скарны практически повсеместно содержат апатит, однако повышенные, приближающиеся к промышленным, его концентрации отмечаются лишь в редких случаях. Наиболее перспективны в этом отношении флогопитовые месторождения федоровской группы — Оюмракское, Керакское, Лево-Южнонимнырское. При количественно-минералогических оценках состава пород указывалось на присутствие апатита в количестве 5—10% в кальцифирах, диопсидовых, паргасит-диопсидовых и флогопит-диопсид-паргаситовых породах.

В кальцифирах апатит образует крупные гнезда и шлировидные тела до 1 м в поперечнике, а также встречается в одиночных различной величины хорошо образованных кристаллах голубоватой и зеленовато-голубоватой окраски.

Пространственно участки наиболее интенсивного проявления апатитовой минерализации совпадают с контурами слюдоносных зон, причем морфология слюдоносных и апатитоносных зон идентична. Наиболее типично в этом отношении Оюмракское флогопитовое месторождение; здесь содержание апатита в диопсидовых породах достигает 10—15%.

Породы формации постскладчатых гранитов довольно широко развиты в зонах региональных разломов диагональной системы Алдано-Тимптонского мегаблока, образуя единичные жилы, группы жил, жильные поля и небольшие массивы.

В участках пересечения пачек и линз основных сланцев и магнезиальных скарнов федоровской и верхнеалданской свит иенгрской серии граниты формации в некоторых случаях обогащаются апатитом. Содержание P_2O_5 в них достигает 5—10%. Рудопроявления подобного типа установлены: в районе Эмельджакского и Верхне-Эмельджакского флогопитовых месторождений (зоны Эмельджакского и Ыллымахского разломов), в районе федоровской группы месторождений (зона Леглиерского разлома), а также в бассейне Нимгеркан и др. Для апатита из пегматоидных гранитов типичны повышенные содержания редких земель лантан-цериевой группы с содержанием Ce $\geqslant$ 0,1; La $\geqslant$ 0,1.

Породы габбро-пироксенит-перидотитовой формации установлены в южной части Алдано-Тимптонского мегаблока, на правобережье верхнего течения р. Тимптон, где они слагают ряд небольших дифференцированных массивов, а также пластовые интрузии небольшой мощности. Апатитовое оруденение ассоциирует с титаномагнетитовой минерализацией, приурочиваясь к пироксенитам.

Содержание апатита достигает 5—10%. Примером может служить Кавактинский массив, характеризующийся повышенной апатитовой минерализацией.

Анортозитовая формация. Массивы пород формации широко развиты на юго-востоке и юго-западе щита, приурочиваясь к зоне влияния краевого шва Сибирской платформы.

Наиболее перспективным в отношении апатитоносности считается Геранский массив анортозитов. Особый интерес представляют апатит-ильменитовые (нельсониты) и апатит-ильменит-титаномагнетитовые породы, образующие линзовидные и жильные тела широтного простирания мощностью до 5 м. Нельсониты содержат до 44—53% апатита, апатит-ильменит-титаномагнетитовые породы содержат апатит в пределах 6—24%.

2. РАННЕ-СРЕДНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЭПОХА

В пределах Алдано-Тимптонского мегаблока, в зонах нижне-, среднепротерозойской тектоно-магматической активизации, в разломах диагональной системы, установлено большое количество проявлений апатитовой минерализации гидротермально-метасоматического генетического типа. Наиболее значительны из этих рудопроявлений Саап-Кюельское и Островное (бассейн р. Унгра), Алданское (среднее течение р. Алдан), Ниряндженское (верховья р. Ниряндженка).

В зонах разломов установлены своеобразные брекчии с кристаллами апатита в обломках и кварц-гематит-калишпат-карбонатным цементом. Содержание апатита в этих породах достигает 15—20%. Для апатитов этого генетического типа характерно присутствие акцессорной редкоземельной минерализации лантан-цериевой и (или) иттрий-иттербиевой группы. Хлоритовые метасоматиты с содержанием апатита до 10—15% выявлены в зоне Усть-Хатыминского разлома. Альбит-апатит-хлорит-карбонатная минерализация, выявленная и изученная М. Н. Воскресенской и др. [1964] в юго-восточной части Алданского щита, по-видимому, генетически близка к апатит-хлоритовым метасоматитам бассейна р. Алдан. Эти породы выделяются [Энтин и др., 1975] в качестве самостоятельной фации метасоматитов, соответствующих зеленосланцевой фации метаморфизма, устойчиво повторяющихся в сходных структурных обстановках.

3. ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЭПОХА

Апатитоносные магматические комплексы данной эпохи представлены массивом ультраосновных и щелочных пород с карбонатитами — Арбарастахским [Емельянов, 1968]. Массив представляет собой типичную кольцевую интрузию центрального типа с пироксенитовым ядром, окруженным внешней кольцевой зоной пород сиенитового и нефелин-сиенитового состава. Во всех породах массива установлены неправильной формы кольцевые тела апатит-магнетитовых пород, содержание апатита в которых достигает 5—20%, а в карбонатитах — 3%. Апатит ассоциирует с флогопитом, магнетитом, кальцитом, форстеритом, хондродитом и минералами редкоземельной группы.

4. МЕЗОЗОЙСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЭПОХА

В центральной части щита важными структурными элементами в мезозое являлись активизированные древние разломы двух систем: широтно-меридиональной и диагональной. К этим разломам приурочены основные проявления мезозойского магматизма, представленные широкой гаммой излившихся интрузивных пород (сиенит-щелочносиенитовая, дунитовая, трапповая и др.). Из всей совокупности этих магматических комплексов выделяется лишь одна формация — дунитовая, с которой связаны значительные по масштабам апатитовые проявления. Дунитовая формация в центральной части щита представлена Инаглинским массивом. Для интрузии характерно концентрически-зональное строение с центральным дунитовым ядром, с обрамляющей его кольцевой дайкой перидотитов и внешним ореолом кольцевых даек и силлов щелочных габброидов и сиенитов лейцитовой формации. Апатитовая минерализация развита в периферической части дунитового ядра массива, приурочена к кольцевому разлому на контакте между дунитами и щелочными габброидами. Содержание апатита здесь достигает 10—15%, среднее содержание апатита

составляет 3—5%. В крайней восточной части щита дунитовая формация представлена рядом довольно крупных массивов, одним из перспективных в отношении апатитоносности является Кондерский. Этот массив в геологическом отношении является почти полным аналогом Инаглинского. Апатит установлен в качестве постоянного компонента апатит-биотит-пироксеновых метасоматитов, развитых в западной части массива, в количествах от 2—3 до 20%.

Приведенный обзор показывает, что в пределах Алданского щита развиты различные генетические типы апатитовой минерализации.

С 1972 г., после открытия геологами Тимптоно-Учурской комплексной геологоразведочной экспедиции ЯТГУ Селигдарского апатитового месторождения, в центральной части Алданского щита были начаты специализированные поисковые и тематические работы на апатит. В результате тематического изучения региональной апатитоносности в 1975 г. была составлена «Прогнозно-минерагеническая карта на апатит центральной части Алданского щита» масштаба 1 : 200000 (авторы А. Р. Энтин, Ю. В. Киселев, Ф. Л. Смирнов, П. А. Копылов). На основе структурно-формационного анализа докембрийских кристаллических толщ и их металлогенической специализации ими была выделена Нимнырская структурно-металлогеническая зона, являющаяся частью Алдано-Тимптонской субпровинции, как наиболее перспективная на выявление апатитовых месторождений селигдарского типа. Данная зона (рудный район), охватывающая площадь 4800 км^2, расположена в центральной части Алданского щита (бассейн рек Селигдар, Инагли, Нимгеркан, Бол. Нимныр), пространственно совпадает с Хардагасским синклинорием и имеет четко выраженную апатитовую специализацию.

В границах Нимнырской зоны выделены Селигдарское апатитоносное поле и ряд потенциальных полей: Нимнырское, Нимгерканское, Керакское, Инаглинское и др. Структурная позиция полей характеризуется приуроченностью к узлам пересечения разломов диагональной системы, которые являются рудоконтролирующими для рудоносных метасоматитов.

Специализированные поиски, проведенные на Нимгерканском апатитоносном поле, выявили большое количество рудных тел, представленных жилами и жильными полями среди сильно гранитизированных кристаллических пород верхнеалданской и федоровской свит архея. Среди руд по составу выделяются апатит-кварц-баритовые, апатит-кварц-калишпатовые и апатит-гематит-карбонатные с содержанием P_2O_5 от первых процентов до 7—8%, в среднем около 5%.

На Нимнырском апатитоносном поле (бассейн среднего течения р. Бол. Нимныр) обнаружены мелкие апатитопроявления двух генетических типов: метаморфогенные и гидротермально-метасоматические. Первые представлены в виде неравномерно рассеянной вкрапленности апатита в диопсидовых, скаполит-диопсидовых породах и кальцифирах медведевского горизонта федоровской свиты (проявления Хатыргана, Николкин Ключ и др.). Содержание апатита здесь низкое (1—1,5 %).

Гидротермально-метасоматический тип апатитовой минерализации представлен жилами, линзообразными залежами («Осенний Лист», «Капля» и «Дорожное») и трубообразными телами («Трубка») среди кристаллических пород федоровской свиты архея. По составу руды апатит-полевошпат-диопсидовые, апатит-кварц-диопсидовые, апатит-кварцевые, апатит-карбонатные. Среднее содержание P_2O_5 в рудах ниже 4%. Апатитопроявление «Трубка» имеет значительные размеры (диаметр по поверхности 1,3 км), представлено апатит-кварцевыми метасоматитами, характеризующимися низким содержанием P_2O_5 (0,5—1%).

Одним из перспективных в отношении промышленной апатитовой минерализации считается Верхне-Тимптонский район, расположенный в верхнем течении р. Тимптон вблизи северного и южного флангов Чульман-

ской угленосной впадины. Здесь известны апатитопроявления селигдарского типа в устье р. Чульман, в бассейнах р. Беркакит и верхнего течения р. Унгра.

Таким образом, приведенный фактический материал показывает, что в пределах Алданской металлогенической провинции выделяется несколько апатитоносных металлогенических эпох. С каждым апатитоносным комплексом сопряжены совершенно определенные типы рудопроявлений, отличающихся' особенностями геологического строения, вещественным составом руд и, как следствие этого, формационной принадлежностью. Наиболее продуктивна на апатитовое оруденение ранне-среднепротерозойская металлогеническая эпоха.

Большинство известных апатитопроявлений ранне-среднепротерозойской металлогенической эпохи находится в наиболее перспективных Нимнырском и Верхне-Тимптонском апатитоносном районах. В результате синтеза данных, полученных при изучении апатитоносности этих двух районов, определен целый ряд метаморфических, геолого-геохимических, петрографо-минералогических признаков, сопутствующих оруденению селигдарского типа.

Оказалось, что все специализированные на апатит районы приурочены к тем мегаблокам щита, которые на прогрессивном этапе испытали региональный метаморфизм алданской и сутамской субфаций гранулитовой фации, а затем на инверсионном этапе претерпели региональный диафторез амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. Подобным режимом метаморфической эволюции характеризуются Алдано-Тимптонский, Чаро-Олекминский и в какой-то мере Сутамский мегаблоки щита.

Из числа региональных тектонических признаков следует отметить приуроченность рудных районов к синклинорным структурным зонам фемического профиля (Хардагасский и Унгринско-Тимптонский синклинорий); региональные долгоживущие разломы глубокого заложения диагональной и ортогональной систем, определяющие положение рудных полей.

Установлена парагенетическая связь рудных образований с различными типами сопутствующих метасоматитов (околорудно измененными породами). К наиболее распространенным и эффективно используемым при поисках относятся серпентин-хлоритовые, кварц-калишпатовые, турмалин-кварц-калишпатовые породы, различные разности гематитизированных метасоматитов. Нередко руды сопровождаются широким развитием сингенетичных метасоматических брекчий вмещающих пород, поэтому наличие брекчий определенного типа также служит благоприятным признаком.

К косвенным признакам можно отнести появление в архейских породах минералов с повышенным содержанием редких земель — сфена, ортита и других Как правило, участки с подобной минерализацией фиксируются совмещенными ториевыми и калиевыми аномалиями на аэрогаммаспектрометрических картах. Поскольку рудные тела в большинстве случаев представлены немагнитными и слабомагнитными породами, они обнаруживаются аэромагнитной съемкой на фоне окружающих пород как отрицательные магнитные аномалии.

Глава 2

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ СЕЛИГДАРСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

В Селигдарское апатитоносное поле входят Селигдарское месторождение, открытое в 1972 г. геологами Тимптоно-Учурской комплексной геологоразведочной экспедиции ЯТГУ, Тигровое и ряд апатитопроявлений. Селигдарское рудное поле, расположенное в 30 км к югу от г. Алдана,

входит в состав Алдано-Тимптонской субпровинции Алданской металлогенической провинции и приурочено к Нимнырской структурно-металлогенической зоне, которая, в свою очередь, связана с Хардагасским синклинорием — структурой первого порядка. На площади этой зоны развиты преимущественно кристаллосланцы и гнейсы верхнеалданской и федоровской свит иенгрской серии архея, которые первоначально были прогрессивно метаморфизованы в условиях гранулитовой фации, а затем регрессивно диафторированы в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. С этапом диафтореза связаны в регионе гранитизация и мигматизация этих пород. На пенепленизированной поверхности пород архея почти горизонтально залегают осадочные образования нижнего кембрия и юры, образуя чехол верхнего структурного яруса. Платформенный магматизм проявлен в регионе повсеместно и представлен кольцевыми вулкано-плутонами, также штоками, пластовыми интрузиями и дайками щелочных и щелочноземельных пород позднеюрского — раннемелового возраста.

Кроме того, в пределах этой зоны в последние годы некоторыми исследователями выделяются стратифицированные осадочные образования нижнего протерозоя, которые в виде «останцов» и бластолитов встречаются среди метасоматически измененных пород в небольших грабеновых структурах в районах Инаглинского массива (А. Н. Угрюмов, 1965 г.) и Селигдарского месторождения (Г. А. Тунгусов, 1974—1976 гг.).

Селигдарское апатитоносное поле охватывает площадь верховьев рек Селигдар и Томмот с их притоками: Тигровый, Чулковский, Комариный, Черемшаный. Эта площадь в виде полосы шириной 6—7 км и длиной около 20—25 км вытянута в северо-западном направлении.

Наиболее древние в районе образования нижней подсвиты верхнеалданской свиты картируются в ядрах антиклинальных структур в северной и северо-западной частях (водораздел Селигдар — Нимгеркан) апатитоносного поля. Эти образования представлены толщей кварцитов с прослоями биотитовых, гиперстен-биотитовых, биотит-амфиболовых и других кристаллических сланцев и гнейсов общей мощностью 1400 м.

Выше по разрезу нижняя подсвита сменяется двупироксеновыми, диопсид-амфиболовыми, амфиболовыми кристаллосланцами с подчиненными прослоями биотит-гранатовых гнейсов и кварцитов нереляхского горизонта верхней подсвиты верхнеалданской свиты мощностью 800—1000 м. Этот горизонт закартирован в западной и северо-западной частях рудного поля в бассейне руч. Нууча — левого притока р. Селигдар. Нереляхский горизонт выше по разрезу сменяется неакуинским горизонтом, в составе которого преобладают двупироксеновые, двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы и гнейсы общей мощностью 800—1000 м.

Верхняя подсвита верхнеалданской свиты венчается дремучинским горизонтом, в составе которого в основном биотитовые, биотит-гиперстеновые, биотит-амфиболовые кристаллические сланцы и гнейсы с прослоями гранат-биотитовых, силлиманит-кордиеритовых, графитсодержащих гнейсов. Мощность горизонта 800—1000 м.

Породы неакуинского и дремучинского горизонтов обнажаются в центральной части апатитоносного поля в крыльях пликативных структур.

Выше по разрезу картируются образования нижней подсвиты федоровской свиты. В нижних частях этого разреза медведевский горизонт представлен диопсидовыми, амфибол-диопсидовыми кристаллическими сланцами и гнейсами с прослоями мраморов, кальцифиров, магнезиальных и известковых скарнов. Мощность горизонта непостоянна и варьирует от 120—150 до 200—250 м.

Вышележащие образования представлены биотит-амфиболовыми, биотитовыми, пироксен-биотит-амфиболовыми кристаллическими сланцами и гнейсами любкакайского горизонта мощностью 400—700 м и породами

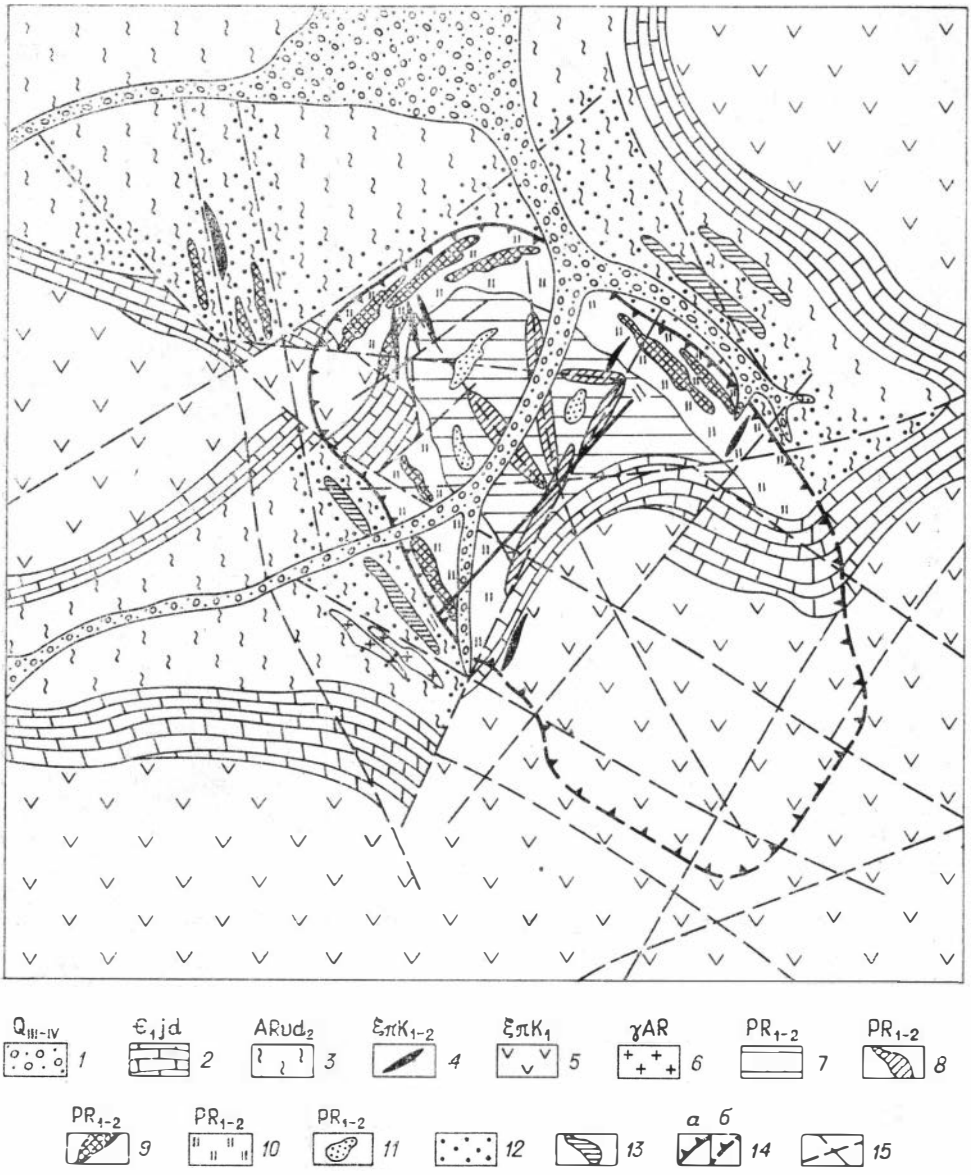


Рис. 2.1. Схематическая геологическая карта Селигдарского месторождения апатита.

1 — пески, галечники, валунники; *2* — доломиты, мергелистые доломиты, песчанистые доломиты, песчаники; *3* — биотитовые, биотит-роговообманковые, биотит-двупироксеновые, гиперстен-роговообманковые кристаллические сланцы и гнейсы, реже биотитовые гранито-гнейсы и гранат-биотитовые гнейсы (архейский метаморфический комплекс, верхнеалданская свита). **Магматические породы**: *4* — дайки роговообманковых, авгит-роговообманковых сиенит-порфиров, псевдолейцитовых порфиров, керсантитов; *5* — пластовые интрузии роговообманковых, авгит-роговообманковых сиенит-порфиров; *6* — граниты, ортотектиты (нерасчлененные). **Рудные образования**: *7* — кварц-апатит-доломитовые; *8* — апатит-кальцитовые; *9* — апатит-апофорстерит-карбонатные; *10* — флогопитсодержащие апатит-доломитовые; *11* — внутрирудные метасоматиты. *12* — метасоматические околорудно измененные кристаллические сланцы. *13* — сателлиты рудного тела. *14* — границы контура рудного тела (*а* — выходящего на дневную поверхность, *б* — перекрытого платформенными образованиями). *15* — разрывные нарушения.

леглиерского горизонта мощностью 200—250 м, состав которых аналогичен медведевскому горизонту.

Породы нижней подсвиты федоровской свиты обнажаются в пределах площади апатитоносного поля в ядрах глубоких синклинальных складок в его юго-западной части (верховья руч. Комариный, р. Селигдар).

План-узор пликативных структур фундамента рудного поля подчинен позиции Хардагасского синклинория, основная структура которого

осложнена изометричными складками более высоких порядков с наложенными поперечными формами. В целом рудное поле расположено на стыке Верхне-Томмотской синклинали и Лево-Нимгерканской антиклинали — структурных форм второго порядка — и приурочено к узлу пересечения Юхтинского и Томмотского региональных долгоживущих разломов древнего заложения.

Верхний структурный ярус (платформенный чехол) в районе рудного поля с резким угловым несогласием перекрывает породы фундамента и представлен здесь в основном карбонатными осадочными образованиями нижней подсвиты юдомской свиты кембрия мощностью до 150 м. Платформенный магматизм имеет специфику, характерную для всей площади Нимнырской структурно-металлогенической зоны.

Основное рудное тело Селигдарского месторождения апатита (рис. 2.1) имеет в плане форму овала с параметрами: длина около 2,0 км, ширина 1,0 км, а в разрезе картируется в виде асимметричной воронки с крутым (около 80°) северо-восточным и пологим (40°) юго-западным контактами. Северо-западный борт воронки погружается к центру рудного тела под углом 60°. Положение юго-восточного контакта, скрытого под платформенными отложениями юдомской свиты нижнего кембрия и пластовыми интрузиями мезозойских сиенит-порфиров, изучено недостаточно хорошо, но, по имеющимся данным двух буровых скважин и геофизическим предпосылкам, оно аналогично юго-западному контакту.

На глубину оруденение прослежено до 1600 м (скв. 49), причем тенденции к выклиниванию, обеднению апатитом или изменению минерального состава не обнаруживается.

По данным магниторазведочных исследований, «дно» главного рудного тела в наиболее опущенном участке Селигдарского месторождения прогнозируется до глубины 2500 м, максимум 3000 м (Е. К. Герасимов, Н. А. Гладков, 1977 г.).

По отношению к вмещающим метаморфическим породам верхнеалданской и федоровской свит контакты рудного тела от несогласных резкосекущих до согласных со сланцеватостью (полосчатостью). Часто контакты характеризуются сложной (извилистой, заливообразной, карманообразной) формой. На флангах основное рудное тело окружено ореолом линзовидных тел-сателлитов протяженностью в первые сотни метров, мощностью от десятков до сотни метров, наиболее крупные из них соединяются на глубине с основным рудным телом. Вмещающие кристаллические породы архея на флангах основного рудного тела в интервале от первых десятков до первых сотен метров сильно трещиноватые, интенсивно хлоритизированы, гематитизированы и карбонатизированы. По данным химических анализов они характеризуются повышенным содержанием пятиокиси фосфора (нередко до 2%). Аналогичный характер гидротермально-метасоматических изменений наблюдается по контакту тел-сателлитов и вмещающих архейских пород. Причем степень изменения при удалении от контактов и в случае слабо трещиноватых и массивных архейских метаморфических пород резко убывает.

Как уже отмечалось выше, геологическая позиция Селигдарского и Тигрового месторождений определяется узлом пересечения Томмотского и Юхтинского региональных долгоживущих разломов северо-восточного и северо-западного направлений. Оба разлома сопровождаются сериями оперяющих разрывов практически всех возможных направлений.

Породами — выполнителями серий зон разломов и оперяющих трещин — являются внутрирудные серпентин-хлоритовые, кварц-хлорит-серицитовые метасоматиты (имеют дайковую и штокоподобную форму залегания и локализуются в главном рудном теле месторождения), а также дайки мезозойских сиенит-порфиров, эпилейцитовых порфиров, керсантитов, дайки и мелкие штокообразные тела шонкинитов, которые находятся как в основном рудном теле месторождения, так и за его пределами.

Таблица 2.1

Основные разновидности мартит-кварц-доломитовых руд Селигдарского месторождения (по химическому и минеральному составу)

Разновидность	Распространение (в об. %)	Химический состав (вес.%)					Минеральный состав (об.%)				
		P_2O_5	SiO_2	MgO	CaO	Fe_2O_3	апатит	кварц	доломит	кальцит	мартит
Доломитовая	63	6—2	<12	>7	<25	<4	12—15	5—10	60—70	2—5	1—3
Мартит-кварц-доломитовая	26.5	7	>12	>7	<25	>4	15—18	12—20	60—70	2—5	5—7
Кальцитовая	10.5	5	<12	<7	>25	<4	10—12	5—10	5—10	50—70	1—3

Рудные образования месторождения представлены апатит-гематит(мартит)-доломитовыми, апатит-гематит(мартит)-кальцитовыми, апатит-кварц-доломитовыми разностями с резкими вариациями количественного состава основных породообразующих минералов. Реже выделяются минералого-петрографические разности существенно апатитового, мартит-апатитового, апатит-кварцевого состава. В подчиненном количестве в рудных образованиях присутствуют также хлорит, серпентин, флогопит, гипс, ангидрит, пирит, пирротин, халькопирит, амфибол, пироксен, эпидот, апофорстерит (полные псевдоморфозы хлорита и серпентина по первичному форстериту). В акцессориях минералогическим анализом и петрографическими методами установлены сфен, шпинель, циркон, гранат, лейкоксен, малакон.

Химический состав руд месторождения в настоящее время охарактеризован полными силикатными анализами более 2000 групповых проб и более 26 000 проб на 5—6 главных компонентов (P_2O_5, MgO, CaO, CO_2, Fe_2O_3, н. о.). Средний химический состав, рассчитанный нами по 300 групповым пробам по скважинам, следующий: P_2O_5 — 6,28%; Fe_2O_3 — 3,63%; MgO — 14,6%; CaO — 29,68; CO_2 — 30,3%; н. о. — 11,1%, в том числе SiO_2 — 9,92%; прочие — 4,96%.

Первая попытка произвести типизацию руд по разновидностям (табл. 2.1) и их геометризацию в объеме рудного тела сделана сотрудниками ГИГХС'а Б. Г. Гуревичем, Б. А. Потапником в 1976 г. Согласно их модели, кальцитовые руды образуют среди основного объема существенно доломитовых руд несколько пластообразных залежей мощностью от первых метров до нескольких десятков метров, по которым как бы реставрируется первичная синклинальная структура месторождения.

Нами принята иная модель геометризации основных разновидностей руд в объеме рудного тела месторождения: руды существенно кальцитового состава образуют систему зональных жил разной мощности (от первых метров до первых десятков метров), залегающих среди рудоносных метасоматитов существенно доломитового состава в центральной части основного рудного тела. В составе этих зональных жил эндо- и экзоконтактовые зоны обогащены кварцем и гематитом (мартит-кварц-кальцитовые и мартит-кварц-доломитовые разности). Кроме того, железистые ($Fe_2O_3 > 5$) и кварцевые разности руд в виде ореольных зон мощностью от десятков до сотни метров широко развиты в рудных образованиях на фланговых, приконтактовых с вмещающими породами архея, частях месторождения и внутри рудного тела вокруг внутрирудных хлорит-серпентиновых метасоматитов. Существенно кальцитовые руды в объеме рудного тела составляют, по нашим данным, не более 3—5% (по Б. Г. Гуревичу — 10%).

Апатит в рудах основного рудного тела обычно сургучно-бурой, красновато-коричневой окраски, обусловленной тонкодисперсной меха-

нической примесью гематита, реже голубовато-зеленоватый, желтовато-серый до бесцветного (единичные мелкие округлые зерна и мелкие агрегаты неправильной формы). Сургучно-бурые и красновато-коричневые разновидности апатита образуют кристаллы призматического, таблитчатого, шестоватого и игольчатого габитуса и их агрегаты различной крупности (от первых миллиметров до 10—20 см в поперечнике). По данным химического и рентгеноструктурного анализов они относятся к фтор-апатиту, отмечается также фтор-гидроксил-апатит. Редкие земли, изоморфно входящие в решетку апатита, представлены на 80% элементами цериевой подгруппы (Д. А. Минеев и др., 1978 г.), часть из которых, а также фтор представляют промышленный интерес как попутные полезные компоненты.

По своей генетической принадлежности руды месторождения характеризуются всеми признаками метасоматических образований: они имеют отчетливо секущие, резкие, местами согласные контакты с вмещающими кристаллическими породами архея и содержат их незамещенные реликты. Грубая метасоматическая зональность в строении главного рудного тела устанавливается на месторождении как в горизонтальном, так и в вертикальном сечении.

Центральная часть рудного тела сложена преимущественно массивными мелко-среднезернистыми рудами с содержанием 3—6% P_2O_5. Апатит здесь представлен мелкими призматическими, шестоватыми и игольчатыми кристаллами. Карбонат — преимущественно доломит.

Далее от центра распространены средне-крупнозернистые полосчатые (до тонкополосчатых) руды. Такая текстура обусловлена чередованием полос существенно карбонатного состава с полосами, обогащенными апатитом и мартитом. Апатит обычно обладает четкой линейной и линейно-плоскостной ориентировкой, совпадающей с ориентировкой оптических осей и двойниковых швов карбоната и общей полосчатостью пород. Структура карбонатных полос роговиковая или гранобластовая, часто ориентированная. Апатит представлен удлиненно-призматическими и шестоватыми кристаллами. Содержание P_2O_5 составляет 4—8%. Карбонат — в основном доломит, реже — кальцит (см. рис. 2.1).

На периферии руды имеют крупно-гигантозернистую структуру, брекчиевидную и брекчиевую текстуры, содержание P_2O_5 от 6 до 15%. Апатит — преимущественно в кристаллах призматического и таблитчатого габитуса, более крупных размеров по сравнению с вышеописанными зонами. Отмечаются находки кристаллов до 10—20 см в поперечнике. Здесь в составе руд присутствуют флогопит, магнетит, апофорстерит. Карбонат — преимущественно кальцит. Периферическая зона окаймляется апатитсодержащими (до 2—3% апатита) карбонатизированными кварц-турмалин-калишпатовыми метасоматитами, постепенно переходящими в хлоритизированные, серпентинизированные, гематитизированные вмещающие породы архея с содержанием P_2O_5 до 1%.

В вертикальном разрезе рудного тела начиная с глубины 350—400 м в рудах присутствуют гипс и ангидрит. На глубине 900—1400 м отмечаются апофорстерит и магнетит.

Сплошное основное рудное тело месторождения по мере удаления его от флангов переходит в штокверк, который образуется системой рудных жил и столбов апатит-кварц-карбонатного состава, залегающих среди околорудно измененных кристаллических сланцев и гнейсов фундамента. Распространение жил, как правило, не превышает 500 м от контакта рудного тела, исключение составляет северо-западная часть — наиболее насыщенная рудными жилами по направлению Юхтинской зоны разлома, выделяемая нами как самостоятельное Тигровое месторождение.

Минералогия жильных руд заметно отличается от минералогии «сплошных» руд: здесь большую роль играет кальцит, характерны флогопит, магнетит, пироксен. Отмечаются в прожилках гипс и ангидрит. Более распространен апатит с желтовато-зеленой, голубовато-зеленой ок-

Таблица 2.2

Абсолютный возраст апатитов, минералов и пород из околорудных ореолов апатитовых месторождений и проявлений

Месторождения (проявления) и характеристика проб	Методы анализа и исходные данные для расчета возраста				Возраст (млн. лет)			
	Pb—U—Th изохронный изотопный состав свинца				Pb^{204}/Pb^{206}	Pb^{206}/U^{238}	Pb^{207}/U^{235}	Pb^{208}/Th^{232}
	Pb^{204}	Pb^{206}	Pb^{207}	Pb^{208}				
Селигдар								
Апатит из апатит-карбонатных руд	0,219	10,81	4,24	84,73	1990*	870	1250	185
То же	0,574	16,91	9,59	72,92	1950*	930	1290	880
То же	0,390	15,14	6,93	77,54	1870*	430	740	560
Осенний Лист								
Апатит из апатит-карбонатных руд	0,128	19,38	3,89	76,66	1845*	1156	1420	1590
Колтыкон								
Апатит из апатит-карбонатных руд	0,024	32,98	4,02	62,98	1870*	1390	1580	1180
То же	0,028	27,97	3,50	68,58	1840*	1660	1740	1800
То же	0,20	16,17	3,17	70,64	1830*	1680	1745	1720
То же	0,36	34,36	4,45	61,15	1910*	1490	1660	1570

Селигдар	K(%)	Ar (10^{-8} %)	
Флогопит крупнокристаллический в контакте с рудным телом	6,29	128	2038**
То же	6,33	96,80	1698**
То же	8,60	154,40	1844**
То же	8,09	0,9904(нмм3/2)	1885***
То же, периферия кристалла	5,46	0,7278 (нмм 3/2)	1980***
Калишпат из кварц-калишпатового метасоматита (скв. 218, инт. 23 м)	5,00	0,2909 (нмм 3/2)	1120***
Хлорит из хлоритового метасоматита (скв. 72, инт. 277 м)	0,53	0,0678 (нмм 3/2)	1260***
Биотит мелкокристаллический из биотит-хлоритового метасоматита	2,43	0,1926 (нмм 3/2)	1410***

* Лаборатория ГЕОХИ АН СССР, пробы Ф. Л. Смирнова (1975 г.).
** Лаборатория Института геологии ЯФ СО АН СССР, пробы Ф. Л. Смирнова (1975 г.).
*** Лаборатория ГИН АН СССР, коллекция Селигдарской партии и Апатитового отряда ТУКЭ (1975 г.).

раской. Он образует мелкие зерна, призматические кристаллы и крупные таблитчатые кристаллы (до 15 см в поперечнике). В ряде случаев в мелких жилах устанавливается отчетливая метасоматическая зональность симметричного типа с периферическими, обогащенными магнетитом, флогопитом, более меланократовыми и центральной лейкократовой апатит-карбонатного состава зонами.

Одной из характерных геологических особенностей Селигдарского месторождения является наличие среди рудной толщи «останцов» незамещенных осадочных пород — доломитов, песчаников, алевролитов. Изучение литологии осадочных пород показало, что апатит в значительных количествах (до 5—20%) в виде обломочных в различной степени окатан-

ных зерен присутствует лишь в песчаниках, в других разностях он является чисто акцессорным минералом (до 1%). Песчаники нередко переполнены гравием, реже содержат гальку и крупные обломки руд (0,2×0,3 м) угловатой формы и в то же время явно замещаются более поздними рудоносными метасоматитами.

Следует также отметить, что на отдельных участках породы этого комплекса сохранились в первичном «ненарушенном» залегании с консервацией полосчатости и ритмичности, положением базальных слоев и других конседиментационных признаков. На других же участках эти образования подвергались катаклазу, брекчированию, интенсивной плойчатости и перекристаллизации, что затрудняет их уверенное определение.

Возраст апатитового оруденения докембрийский — по данным находок обломочного апатита в базальном горизонте юдомской свиты. Определения абсолютного возраста радиометрическими методами соответствуют интервалу 1,8—2,0 млрд. лет (табл. 2.2).

Не менее интересной особенностью месторождения является распространение в основном рудном теле разнообразных брекчий. Описание этого класса пород содержится в ряде публикаций [Смирнов и др., 1975; Энтин и др., 1977]. В настоящей работе обобщаются представления об этих образованиях, основанные на конкретном фактическом материале и литературных данных.

С учетом систематики различных брекчиевых образований, предложенной М. М. Константиновым [1977], нами выделяются: тектонические минерализованные брекчии и гидротермальные брекчии. Они встречены в скважинах № 83, 95, 57, 74, 126, 138 и других в интервале глубин от 0 до 200 м. Сложены угловатыми обломками пород платформенного чехла (нижнекембрийские доломиты юдомской свиты), мезозойских сиенит-порфиров пластовых интрузий и даек, а также породами рудного комплекса. В качестве цемента выступают передробленные до песчано-гравийного состояния рудные метасоматиты. Данные образования характеризуются приуроченностью к разрывным нарушениям и имеют линейную ориентировку.

Кроме того, в скважинах № 57, 96, 102 выделяются брекчии в форме дайкоподобных тел мощностью от 0,7 до 4,5 м, имеющих секущие контакты по отношению к рудоносным метасоматитам.

Породы сложены угловатыми обломками мезозойских сиенит-порфиров, нижнекембрийских доломитов юдомской свиты. Наряду с ними в обломках установлены рудоносные метасоматиты апатит-карбонатного состава, песчаники с обломочным апатитом, биотит-полевошпат-хлоритовые, кварц-серпентин-хлоритовые метасоматиты. Размер обломков от 0,3 до 3,0 см в поперечнике, форма клиновидная, стержневидная, булавовидная, подковообразная и др. Обломки сцементированы кварц-хлоритовым и кварц-полевошпатовым материалом.

Учитывая морфологические особенности данной группы брекчий, отсутствие приуроченности к разрывным нарушениям, а также характер цемента, авторы относят их к гидротермальным брекчиям, образующимся в результате прорыва пневмогидротермальных растворов в процессе мезозойской тектоно-магматической активизации. С данным этапом пневмогидротермальной деятельности, вероятно, связано образование сульфидной минерализации (пирит, халькопирит, пирротин), ангидрита.

Часть II
ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ПОРОД И МИНЕРАЛОВ РУДНОГО ТЕЛА

Глава 3
ЗАДАЧИ, ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Основная цель настоящей работы состоит в выявлении генетической информативности различных характеристик геологической позиции, строения и вещественного состава апатитовых пород Селигдара, могущих послужить основанием для создания генетической модели месторождения. Но генетическая гипотеза месторождения не столько увлекательная научная фантастика, сколько обоснование инженерно-экономических рекомендаций, и потому непременно должна удовлетворять требованиям достоверности и эффективности. Естественно, имеется в виду прежде всего достоверность и индивидуальная значимость отдельных фактов. Оценка совокупности информативных показателей — это следующий шаг обобщения, к которому резонно приступать после изучения материалов детальной разведки месторождения. Здесь же главное внимание уделено установлению достоверности каждого отдельно взятого факта и его петролого-генетической информативности, что должно позволить избежать кажущихся естественными и убедительными, а иногда и заведомо ложных ассоциаций аргументов, на деле являющихся нагромождением основанных на взаимоподдержке малодостоверных представлений об изучаемом объекте либо многоступенчатых ссылок на принятые, но утратившие реальные привязки авторитетные выводы. При таком подходе описание факта должно включать и петрологический его анализ: наличие или отсутствие аналогий с уже известными из региональной или мировой геологической практики примерами либо теоретическими моделями. В этом фактологическая основа генетической информативности. Представляется бесспорным, что пассивное описание, за которым непосредственно не следует петрологический анализ, чаще всего оказывается значительно обесцененным или даже бесполезным. Так называемое «объективное» описание фактов характеризует лишь этику исследования, так как любое описание — субъективный процесс и отражает уровень мировоззренческой, методологической и целевой подготовки исследователя. В действительности, как правило, при выделении фактов и их описании происходит сравнение накопленного опыта со вновь поступающей информацией, т. е. проверяются гипотезы о принадлежности встреченного явления к ранее описанным. Успех этой задачи определяется: а) выбором характеристик, б) глубиной и достоверностью их описания и в) достоверностью проведенных сравнений.

Таким образом, для решения поставленной петрологической задачи о выделении генетически информативных геологических, петрографических, минералогических и геохимических фактов необходимо было выбрать сами признаки, методы их описания и методы сравнения с эталонными объектами, гарантирующие требуемую надежность. Следует заметить, что необходимейшим условием, обеспечившим возможность изучать апатитовые породы Селигдара, явилась густая сеть разведочных скважин с почти полным отбором керна. Речь как раз и идет о том, чтобы с наибольшей эффективностью использовать результаты изучения этого материала.

Среди признаков геологической позиции, строения и состава апатитовых пород использованы как традиционные для петрологии и естествознания, так и впервые примененные или доказанные авторами. Ими явились на **формационном** уровне: положение комплекса апатитоносных карбонатных пород Селигдара среди комплексов пород других формационных типов Центрально-Алданского района.

На **породном** уровне это: однородность строения комплекса, формы выполнения пространства и взаимоотношения разновидностей, петрохимия, петрография, элементы-примеси, уран, изотопы свинца.

На **минеральном** уровне изучались: состав, оптические свойства, гранулометрия; в том числе только у апатита: рентгеновская дифрактография, рентгеновская микрокристалличность, газово-жидкие включения, редкоземельные элементы, элементы-примеси, уран и торий.

На **электронном** уровне: электронный парамагнитный резонанс, термолюминесценция, люминесценция.

При описании признаков использованы методы анализа вещества, такие как: химический, спектральный, рентгеноспектральный, рентгеновский, пробирный, нейтронно-активационный, бета-гамма-спектрометрический, фотометрический, радиографический и некоторые другие. Полученная информация обобщалась с помощью: геологического картирования, метода естественных групп, параметрического метода исследования эмпирических распределений частот концентраций в натуральном масштабе и условиях функционального преобразования переменных, метода частных средних, линейного корреляционного анализа, корреляционных иерархических дендрограмм, парного нелинейного регрессионного анализа, двумерного нелинейного тренд-анализа, множественного нелинейного корреляционного анализа, множественного нелинейного регрессионного анализа, метода взаимных контактов, метода контрольного опробования.

Сравнения произведены с помощью: тетраэдров Ниггли, американской нормативно-минералогической системы, метода А. Н. Заварицкого, t- и F-критериев значимости различий, метода доверительных интервалов, метода информативных показателей типоморфизма, альтернативного распределения.

Вещественные признаки пород и минералов, выбранные нами для изучения, входят в традиционный перечень петрологических исследований. Добавим лишь некоторые комментарии к изученным физическим свойствам апатита.

Рентгеновская микрокристалличность и ранее использовалась при описании апатита, но лишь в настоящей работе впервые доказана ее высокая генетическая информативность. Мы убеждены, что метод рентгеновской микрокристалличности, наряду с другими методами описания энтропии минералов, найдет в ближайшем будущем широкое петрологическое применение.

Исследование люминесценции и термолюминесценции апатита вызвано надеждой получиь информацию об устойчивости относительного возраста минерала, однотипности его термальной истории, радиационных и примесных дефектов. Однако перенасыщенность апатита гематитом, нарушающая рекомбинационный механизм электронных переходов и тем самым затрудняющая содержательную интерпретацию (например, энергетическую характеристику дефектов), с одной стороны, и делающая весьма трудоемкими наблюдения фото- и термолюминесценции селигдарского апатита — с другой, вынудила нас лишь вскользь охарактеризовать эти признаки. Вполне возможно, что при специально направленном и углубленном изучении люминесценция апатита даст немало генетически ценной информации. В этом отношении представляется весьма перспективным изучение отжиговых явлений, возникающих при попадании минералов ранних генераций апатита в условия образования поздних генераций.

Электронный парамагнитный резонанс, так же как и инфракрасная

спектроскопия (результаты которой в работе не приведены) в чаще всего получаемой полуколичественной и даже качественной интерпретации оказались малоэффективными при генетических исследованиях апатита. Высокоинформативные (особенно ЭПР) в структурном отношении при изучении отдельных фрагментов, эти методы из-за трудностей эталонирования оказываются малоэффективными при сравнении многочисленных групп кристаллов или минеральных зерен.

Для удобства чтения предлагаемой работы остановимся на некоторых недостаточно распространенных методических приемах описания и сравнения.

1. ФОРМИРОВАНИЕ СТАТИСТИЧЕСКИХ ВЫБОРОК МЕТОДОМ ЕСТЕСТВЕННЫХ ПОРОДНЫХ ГРУПП

Основная трудность, с которой сразу же приходится сталкиваться при изучении апатитоносных пород Селигдара, это выбор классификационных критериев для организации статистических выборок, на основании изучения которых можно принимать суждение о строении месторождения и составе слагающих его частей. Обычно применяемый метод назовем априорным, так как в качестве классификаторов в нем, как правило, выступают свойства объекта, заведомо не коррелируемые с изучаемыми и полученные или сформулированные на предшествующих стадиях изучения. Этот метод надежен и эффективен при соблюдении двух условий: а) правильности выбора классификационного фактора и б) высокой точности классификации. Но на практике очень часто имеются лишь интуитивные представления о точности классификации по заданному фактору и нет возможности обеспечить допустимую точность, а нередко и выбор самого классификационного фактора оказывается неоднозначным.

В этом случае может оказаться полезным метод «естественных групп». Он состоит в проверке гипотез о неоднородном характере распределения значений признака (или признаков) всего множества значений, не разбитого на выборки. При этом оценки степени неоднородности должны базироваться на точностях измерения изучаемых признаков. Установление неоднородности и выделение зон с разной плотностью (сгущения точек) могут не только указать на наиболее вероятные факторы классификации, но и помочь оценить реальные и минимальные ошибки классификации по ним.

Например, апатитсодержащие карбонатные породы Селигдара сложены небольшим числом минералов, но в сильно варьирующих соотношениях, что видно невооруженным глазом. Выделить в них для последующего изучения и сравнения относительно однородные петрографо-минералогические группы сложно из-за невысокой точности визуальных оценок содержания минералов, что отразилось в существенных различиях минералогических классификаций разных авторов (см. гл. 2). Гранулометрический анализ в силу своей колоссальной трудоемкости нерационален для больших объемов пород. Более экономичен химический анализ, к тому же все его виды обладают значительно большей точностью. Таким образом, задачу описания составов разных петрографо-минералогических групп пород удобнее заменить задачей об однородности распределения химических составов апатитсодержащих пород. Если принять, что в природе объективно существуют дискретные породные группы, каждая из которых характеризуется унимодальным распределением породообразующих окислов, то при анализе эмпирических распределений каждый максимум может рассматриваться как характеристика породной группы. Дискретный характер естественных породных групп имеет как теоретическое, так и эмпирическое обоснование [Белоусов, 1967; Родионов, 1964],

на котором здесь останавливаться не будем, а признак унимодальности требует некоторых пояснений.

Главная трудность выделения максимума — композиция распределений породных групп разного уровня формирования (обобщения). Последний определяется статистической характеристикой достоверного минимального различия между ближайшими значениями признака, которая применительно к групповому анализу распределений играет роль классового интервала. Таким образом, выбор величин классового интервала определяет уровень обобщения. Это же следует и из известного статистического правила [Лукомский, 1958], согласно которому величина классового интервала не должна быть меньше среднеквадратичной ошибки воспроизводимости метода измерения данного признака. Например, при изучении распределения значений отдельных анализов одной и той же пробы классовый интервал должен быть не меньше ошибки воспроизводимости, при распределении значений разных проб — ошибки опробования, при распределении средних значений концентраций отдельных интрузивных массивов — усредненной ошибки средних арифметических и т. д. Заметим, кстати, что весьма распространенная манера изменять величину классовых интервалов с целью получения прогнозируемого вида кривой распределения чисто технически вполне правомерна. Следует лишь помнить о происходящем при этом изменении уровней обобщения и достоверности содержательных интерпретаций. Применительно к методу естественных групп сравнение дисперсий выделяемых групп с обобщенными дисперсиями геологических объектов разного уровня организации может дать важную информацию об уровне формирования этих групп.

Разделение сильно трансгрессирующих максимумов — сложная задача. Для ее решения необходимы априорные представления о теоретических закономерностях, которым должны подчиняться эмпирические распределения так, как происходит, например, выделение отдельных минералогических фракций при морфогранулометрическом анализе, по А. А. Глаголеву [1950]. При отсутствии таковых, что, как правило, имеет место в геохимической практике, приходится ограничиваться случаями незначительных трансгрессий с приписыванием ошибке разделения свойства симметричности. Отсутствие сходства эмпирических распределений частот концентраций с нормальным или логнормальным (или другими) теоретическими типами, затрудняющее применение априорных вероятностных критериев неоднородности, не может свидетельствовать против «естественности» выделенных породных групп, так как распространенность геохимических выборок нормального типа в разнообразных геологических объектах не превышает 30%.

Представление о степени фактической распространенности эмпирических геохимических выборок, не согласующихся ни с одним из параметрических распределений, можно получить, суммируя результаты по 2551 примеру, исследовавшемуся нами в разные годы в связи с различными задачами. Относительное количество распределений частот концентраций петрогенных и рассеянных элементов в магматических и метаморфических горных породах, согласующихся с нормальным и логнормальным законами (при среднем количестве анализов в выборке $\simeq 28$), равно (в %): с нормальным законом распределения — 14, логнормальным — 14, нормальным+логнормальным — 18, произвольным — 54. Показательно, что реальные «псевдометрические» распределения составляют меньшую часть изученных случаев, причем сюда относятся главным образом малочисленные выборки, для которых существенно понижена мощность применяемых нами критериев отличия от параметрических законов (асимметрия, эксцесс). Очевидно поэтому, что проверка на «нормальность» (или «логнормальность») в каждом конкретном геохимическом исследовании, использующем обычные методы сравнения концентраций, совершенно необходима, а выводы тех работ, в которых такая проверка не проведена, некорректны. Более

того, как легко видеть из предыдущего, корректное применение обычных методов сравнения средних, как правило, оказывается в принципе невозможным.

В ряде публикаций [Василенко и др., 1977; Василенко, Хлестов, Блинчик, 1978; Василенко, Холодова, Блинчик, 1978] изложены сущность, обоснование и конкретные программы к ЭВМ предложенной нами новой методики, позволяющей обойти трудности такого рода и дающей возможность определять доверительные интервалы средних значений практически при любых формах распределений. Показано, что существует универсальный алгоритм расчета стандартных отклонений для эмпирических средних. Используя эти параметры, определенные по частным выборкам, можно всегда получить корректную вероятностную оценку гипотез сходства—различия средних значений для любых геологических объектов. На этой же основе при подсчете запасов полезных ископаемых в каждом случае можно определить доверительные интервалы для полученных цифр с любой заданной степенью надежности. Метод получил название «частных средних».

В настоящей работе все выборки наряду с обычными характеристиками распределений имеют и параметры распределений частных средних этих выборок, вне зависимости от типа эмпирического распределения и, следовательно, от эффективности применения этого метода. За последние десятилетия между химической и спектральной лабораториями и петрологией и металлогенией создался методологический буфер, который «учит» тому, как нужно преобразовывать первичную информацию и обрабатывать ее, чтобы не впасть в заблуждение относительно действительной информативности полученных данных. Этот буфер приобрел вес и атрибуты почти самостоятельного научного направления. Метод частных средних переложил функции этого буфера на ЭВМ для подавляющего большинства геологических задач, основанных на сравнении средних, дисперсий и линейном корреляционном анализе. Но удобство—не единственное положительное качество метода частных средних. Вторым и более важным достижением метода являются корректность и, как ее следствие, уверенность в правомерности применяемых методов и их результатов. Бытовавшие обвинения в «ненормальности» и «нелинейности» геологических выборок и, следовательно, неправомерности применения наиболее разработанных методов математической статистики сковывали любые попытки более углубленного их описания, создавали атмосферу неуверенности в эффективности получаемых результатов.

На практике выделение естественных породных групп в многомерном пространстве осуществляется по разным алгоритмам с помощью быстродействующей вычислительной техники. В настоящей работе применен одномерный графический вариант с последующим рассмотрением признаков и исключением подгрупп. Он состоит из следующих шагов.

1. Из имеющихся A, B, C, . . ., K одномерных распределений с учетом априорных соображений о сравнительной классификационной важности каждого из признаков выбирается полимодальное распределение с наибольшим числом достоверно различающихся максимумов, например распределение A, имеющее максимумы a_1, a_2, . . ., a_k.

2. Исследуются на унимодальность распределения остальных признаков в подвыборке a_1. Если окажется, что лишь признак B дает четко проявленное бимодальное распределение с максимумами b_1 и b_2, составляют подвыборки a_1b_1 и a_1b_2.

3. Исследуются распределения признаков C, . . ., K в подвыборках a_1b_1 и a_1b_2. В случае унимодальности этих распределений для подвыборок a_1b_1 и a_1b_2 проводится параметрическое исследование распределений, и те из них, которые не слишком сильно отличаются от нормального, рассматриваются в качестве характеристик соответствующей породной группы (a_1b_1 или a_1b_2).

В силу того, что естественная породная группа характеризуется неслучайной комбинацией коррелируемых признаков A, B, C, . . . , K, при смене классификационных признаков на разных стадиях разбиения число возможных вариантов не слишком велико. Получение одинаковых результатов разбиения при смене начального классификационного признака служит подтверждением надежности выделения породных групп. Приведем небольшой пример. Если изучаемая совокупность бимодальна по концентрациям CaO и MgO, а разбиение по CaO дает те же результаты, что и разбиение по MgO, следовательно, она включает две породные группы — например, доломитов и известняков.

2. ИНФОРМАЦИОННЫЕ ПОКАЗАТЕЛИ ТИПОМОРФИЗМА

Каждый раз, когда приходится сопоставлять среднее по Селигдару с эталонными средними, необходимо, по существу, решать две задачи: во-первых, о наличии определенных закономерностей в изменении данного признака в эталонном ряду средних и, во-вторых, о соотношении количества принятых гипотез от общего их числа, предложенного для изучения. Другими словами, речь идет об эффективности классификации эталонных формационных типов по признаку X и эффективности формационной идентификации комплекса K. Естественно, успешное решение обеих задач целиком зависит от формационной информативности признака X и особенностей его распределения в объекте K. Представим две крайние идеализированные схемы описываемой ситуации: информативную максимально и информативную минимально. При максимально информативной схеме все средние значения эталонного ряда значимо различаются (образуют ряд последовательных значений), а доверительный интервал признака X в изучаемом комплексе K пересекается лишь с одним из доверительных интервалов эталонного ряда средних по признаку X.

Минимально информативная схема будет характеризоваться совпадением доверительных интервалов всех эталонных средних между собой и с доверительным интервалом признака X в комплексе K. Условия максимально и минимально информативных схем можно записать как

$$I_{F(X)} = 1 \text{ при } \overline{X}_{F_1} \neq \overline{X}_{F_2} \neq \ldots \neq \overline{X}_{F_n}$$

$$\text{и } I_{F(X)} = 0 \text{ при } \overline{X}_{F_1} = \overline{X}_{F_2} = \ldots = \overline{X}_{F_n},$$

где $I_{F(X)}$ — информационный показатель эффективности разделения эталонных средних по признаку X;

$\overline{X}_{F_1}$ — среднее значение признака X для эталонной формации; n — число сравниваемых эталонных формаций.

В промежуточных случаях, когда, например,

$$\overline{X}_{F_1} \neq \overline{X}_{F_2} = \overline{X}_{F_3} = \ldots = \overline{X}_{F_n}, \text{ то } I_{F(X)} = 0{,}1n \cdot \frac{C^2_{n_1}}{C^2_n},$$

где $C^2_{n_1}$ — число сочетаний из n_1 по 2, в которых $\overline{X}_F \neq \overline{X}_{F_1}$; C^2_n — число сочетаний из n по 2. Для того чтобы учитывать изменение надежности показателя I_F при разном числе формационных эталонов, введем множитель $0{,}1 \cdot n$, учитывающий уменьшение надежности I_F при $n < 10$. Число 10 принято как предел для одновременного сравнения эталонных средних, что отражает реальный объем обычных классификаций.

Информативность признака X при формационной идентификации комплекса K в максимально и минимально информационных схемах оха-

рактеризуем как

$$I_{K(X)} = 1 \text{ при } \overline{X}_K \neq \overline{X}_{F_1}, \overline{X}_{F_2}, \ldots, \overline{X}_{F_n}$$

$$\text{и } I_{K(X)} = 0 \text{ при } \overline{X}_K = \overline{X}_{F_1}, \overline{X}_{F_2}, \ldots, \overline{X}_{F_n}.$$

В промежуточном случае, когда, например,

$$\overline{X}_K = \overline{X}_{F_1} \neq \overline{X}_{F_2} \neq \overline{X}_{F_3} \neq \ldots \neq \overline{X}_{F_n},$$

$$I_{K(X)} = 0{,}1 \cdot m, \text{ где } m = \sum_i^n (\overline{X}_K \neq \overline{X}_{F_i}).$$

Таким образом, при $I_{F(X)} = 1$ все эталонные средние значимо различаются, а при $I_{F(X)} = 0$ эталонные средние всего ряда не различаются. При $I_{K(X)} = 1$ сравниваемый объект непохож ни на один из эталонов, а при $I_{K(X)} = 0$ все эталоны неотличимы от сравниваемого объекта.

Между показателями I_K и I_F существует определенная сопряженность, отражающая изменение объективных возможностей формационной идентификации при изменении классификационной мощности выбранного признака. Так, при $I_F = 0$ показатель I_K может принимать значения либо 0, либо 1. Особого внимания заслуживает случай, когда $I_K = 1$, так как тогда может идти речь об увеличении числа эталонов или при отсутствии таковых правомерна постановка вопроса о возведении комплекса K в ранг нового формационного типа. Особенно благоприятен, с точки зрения задач о типоморфизме, случай, когда $I_K = 1$ при $I_F = 1$, так как появляется возможность прогнозировать свойства нового формационного типа. При $n < 10$ предельными значениями информационных показателей будут $I_{F(X)} = 0{,}1 \cdot n$ и $I_{K(X)} = 0{,}1 \cdot m$.

При условии $I_{F(X)} < 1$ и $I_{K(X)} < 1$ между этими показателями существует прямая положительная корреляционная зависимость типа $I_{K(X)} = fI_{F(X)}$, коэффициент корреляции (f) которой прямо пропорционален информативной эффективности I_F и обратно пропорционален величине доверительного интервала признака X в идентифицируемом комплексе K. Отсюда ясно, что при сравнении информативности разных признаков, предлагаемых в качестве классификационных и типоморфных, наибольшей достоверностью будут характеризоваться решения по тем из них, которые обладают более высоким значением $I_{F(X)}$. В свою очередь, среди признаков с равной классификационной эффективностью (равными $I_{F(X)}$) наибольшим типоморфизмом будут характеризоваться признаки с более высокими значениями $I_{K(X)}$.

3. ПАРНАЯ НЕЛИНЕЙНАЯ РЕГРЕССИЯ

Применявшийся метод не содержит ничего принципиально нового, однако редко освещается в справочно-методической литературе и почти совсем не используется в геохимической практике. Для облегчения понимания полученных результатов напомним, что в отличие от функциональной зависимости, когда значение функции точно определено, при корреляционной зависимости каждому значению аргумента соответствует ряд распределения значений функции [Лукомский, 1958; Езекиэл, Фокс, 1966]. Наиболее вероятным значением функции будет среднее арифметическое такого ряда. Корреляционная зависимость считается установленной, если линия, соединяющая средние таких частных рядов распределе-

ний, число которых обычно равно числу классов аргумента и может быть увеличено до бесконечности для генеральной совокупности, достоверно непараллельна оси аргумента. Эта линия, получившая название линии эмпирической регрессии, проходя через частные средние, удовлетворяет одновременно требованию наибольшей близости к точкам корреляционного поля. Используя эту особенность линии регрессии, ее можно отыскать, минуя графические построения, аналитическим способом по методу наименьших квадратов. При этом приходится последовательно сравнивать лучшие кривые разных типов, например прямой, параболы и т. д. В связи с тем, что с помощью степенных многочленов можно выразить огромное множество типов кривых, обычно исследование начинают с получения по методу наименьших квадратов параметров многочлена 1, 2, 3-й степени и т. д., а затем сравнивают их между собой.

Рассмотрим некоторые особенности кривой k-й степени, предлагаемой для описания эмпирической линии регрессии и описываемой уравнением $y = f(x)$. Эта линия, будучи рассчитанной по методу наименьших квадратов, от всех кривых, описываемых многочленом k-й степени, отличается тем, что если по ней для всех значений аргумента вычислить значения функции, то сумма квадратов отклонений вычисленных значений от фактических будет наименьшей:

$$\Sigma(y - \bar{y}_x)^2 = \min.$$

Средний квадрат отклонений $S^2_{y \cdot y_x} = \sum (y - \bar{y}_x)^2/n$ выражается в тех же единицах, что и дисперсия признака y (S^2_y). Статистика $S_{y \cdot y_x}$ получила название стандартной ошибки оценки. Если необходимо сравнить, например, несколько среднеквадратичных ошибок разных функций одного аргумента, то лучше пользоваться безразмерной величиной $F_{y \cdot y_x} = S^2_{y \cdot y_x}/S^2_y$, которая будет показывать, во сколько раз квадратическая ошибка уравнения $y = f(x)$ меньше ошибки случайного предсказания y по x (S^2_y), и тем самым оценивать долю случайных факторов в естественной вариабельности признака y. Величина $i = \sqrt{1 - F_{y \cdot y_x}}$ носит название коэффициента корреляции при $k = 1$ и индекса корреляции при $k > 1$. Квадрат ее указывает на относительное количество вариабельности функции, связанной с аргументом. $S^2_{y \cdot y_x}$ и i подвержены ошибкам репрезентативности, поэтому при работе со случайными выборками следует пользоваться приведенными статистиками:

$$\hat{F}_{y \cdot y_x} = \hat{S}^2_{y \cdot y_x} / \hat{S}^2_y;$$

$$\hat{S}^2_{y \cdot y_x} = n \cdot S^2_{y \cdot y_x} / (n - m);$$

$$\hat{i} = 1 - (1 - i^2) \cdot \frac{(n-1)}{(n-m)}.$$

Аппарат сравнения коэффициентов корреляции, включая и справочные таблицы, применим и для $\hat{i}$ со степенями свободы $f = n$, где n — число наблюдений.

И еще об одном ограничении при аналитическом описании эмпирической линии регрессии. С помощью многочленов при относительно небольшом числе наблюдений можно воспроизвести эмпирическую линию регрессии с большей точностью, но это не всегда оправданно, так как эмпирическая линия регрессии характеризует лишь конкретную выборку,

а не генеральную совокупность. Некоторые ее участки при накоплении наблюдений или изучении повторных выборок могут изменить свою конфигурацию.

Выбор оптимальной степени регрессионного полинома, т. е. выбор кривой, которая при меньшем числе параметров лучше передает закономерный ход линии регрессии, можно осуществить методом конечных разностей [Суходольский, 1972]. Использованная нами модификация этого метода состоит в том, что оптимальное уравнение характеризуется минимальной ошибкой и максимальной теснотой корреляционной зависимости.

Описанный путь выбора оптимальных уравнений парной регрессии методологически исчерпывает решение такой прагматической задачи, как предсказание труднодоступного элемента по легкодоступному — например, предсказание среднего содержания Ag в породах по их химизму. В этом случае заранее ясно, какой элемент выступает в качестве аргумента, а какой — функции. Однако при исследовании корреляционных связей с целью их содержательного толкования любой признак может выступать и как функция, и как аргумент. Но в отличие от линейных нелинейные уравнения регрессии не могут быть получены одно из другого. Линии регрессии $y = f(x)$ и $x = f^{-1}(y)$ называются сопряженными. Сопряженные индексы корреляции в общем случае не совпадают, и часто при высоком значении одного из сопряженных индексов корреляции другой может быть неотличим от нуля. Не вдаваясь в детальное обсуждение этой проблемы, отметим, что особенности сопряженных регрессий возникают в силу вторичного характера связей (например, между элементами), отражающего причинно-следственные отношения между обычно неизвестными нам факторами генетического плана. Когда, например, Ag выступает в качестве аргумента, то корреляционное поле разбивается на классы по значениям серебра. Тем самым исследователь проводит однозначное соответствие между классами Ag и классами неизвестного фактора, определившего распределение Ag. Поэтому все элементы, с которыми Ag обнаруживает корреляционную зависимость, выступая в качестве аргумента, можно рассматривать как корреляционную ассоциацию парагенетически связанных элементов. С другой стороны, группа элементов, с которыми Ag обнаруживает корреляционные связи, выступая как функция, формирует гетерогенную корреляционную ассоциацию. Для удобства изложения примем такие обозначения:

$\widehat{i}_{y=f'(x)} > 0$; $\widehat{i}_{x=f''(y)} > 0$ — взаимно сопряженная корреляционная зависимость;

$\widehat{i}_{y=f'(x)} > 0$; $\widehat{i}_{x=f''(y)} = 0$ — активно сопряженная относительно x и пассивно сопряженная относительно y корреляционная зависимость;

$\widehat{i}_{y=f'(x)} = 0$; $\widehat{i}_{x=f''(y)} > 0$ — пассивно сопряженная относительно x и активно сопряженная относительно y корреляционная зависимость.

4. ОСТАЛЬНЫЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Весьма эффективным в информационном отношении оказался метод взаимных контактов и метод корреляционных дендрограмм. Эти методы изложены в контексте анализируемого материала (см. гл. 4).

Поскольку достоверность статистических выводов редко удается проверить сравнением с моделями, на всех ответственных этапах исследования применен метод «контрольного опробования» — воспроизведение аналогичных результатов другими методами или на другом материале. В целом же в работе использованы все новейшие методы изучения вещества, применяемые в геологической практике.

Глава 4

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Здесь изложены результаты реализации описанного выше методологического приема выделения естественных породных групп по множеству (1080 шт.) химических силикатных анализов проб керна из скважин профиля II—II, пересекающего рудное тело с юго-запада на северо-восток (анализы предоставлены авторам для изучения руководством ТУКЭ и Селигдарской партии и приведены в Приложении):

Номер скважины	72	73	74	78	79	80	81
Количество анализов	116	157	256	68	212	120	151

Ранее отмеченная значительно бóльшая достоверность суждений о составе породы по химическим анализам в данном случае еще больше возрастает из-за того, что на химический анализ по принятой на месторождении методике отквартовывалась навеска от пробы двухметрового керна. Таким образом, каждый анализ — суждение о среднем составе двухметрового «пласта» визуально однородной породы.

1. ЕСТЕСТВЕННЫЕ ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ПОРОДНЫЕ ГРУППЫ

Распределение P_2O_5. Вполне естественно начать рассмотрение особенностей распределения элементов с главного полезного компонента месторождения — пятиокиси фосфора.

Полигон частот концентраций P_2O_5 имеет два четко разделяющихся максимума с минимумом в интервале 2% P_2O_5 и менее четко выделяющийся максимум с модой $\approx$12% P_2O_5. Моды первых двух максимумов, условно обозначенных на рис. 4.1 как P_0 и P_1 группы, разделены более чем на 3,5% P_2O_5, что при усредненной 10%-ной относительной среднеквадратичной погрешности определения P_2O_5 и 5%-ной от объема подвыборок трансгрессии позволяет с высокой достоверностью выделить околорудный комплекс пород (P_0) и комплекс руд (P_1).

В свою очередь, рудный комплекс может быть подразделен на комплекс руд (P_1') с содержанием P_2O_5 4—8% и богатых руд (P_2') с содержанием $P_2O_5 > 10\%$. Судя по особенностям распределения концентраций P_2O_5 во вмещающем комплексе (рис. 4.2), выборка P_0 может быть подразделена на подвыборки P_0' и P_0'' по рубежу 1% P_2O_5, характеризуя содержание P_2O_5 в околорудных породах (P_0'), где $P_2O_5 < 1\%$, и бедных рудах (P_0''), в которых содержание P_2O_5 от 1 до 2%. Достоверность разделения P_0 и P_1 на подвыборки невысока. В целях получения дополнительных подтверждений достоверности выделения подвыборок P_0', P_0'', P_1', P_2' повторно изучено распределение P_2O_5 в комплексах P_0 (77 наблюдений) и P_1 (161 наблюдение) в

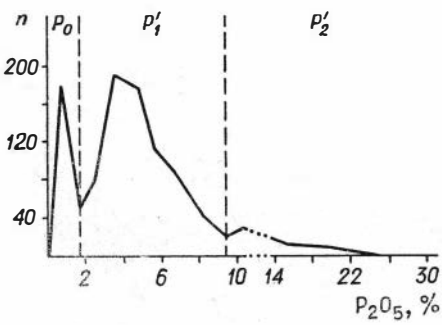


Рис. 4.1. Полигон частот концентраций P_2O_5 в рудном теле Селигдарского месторождения (P_0, P_1', P_2' — комплексы околорудный, рудный и богатых руд соответственно).

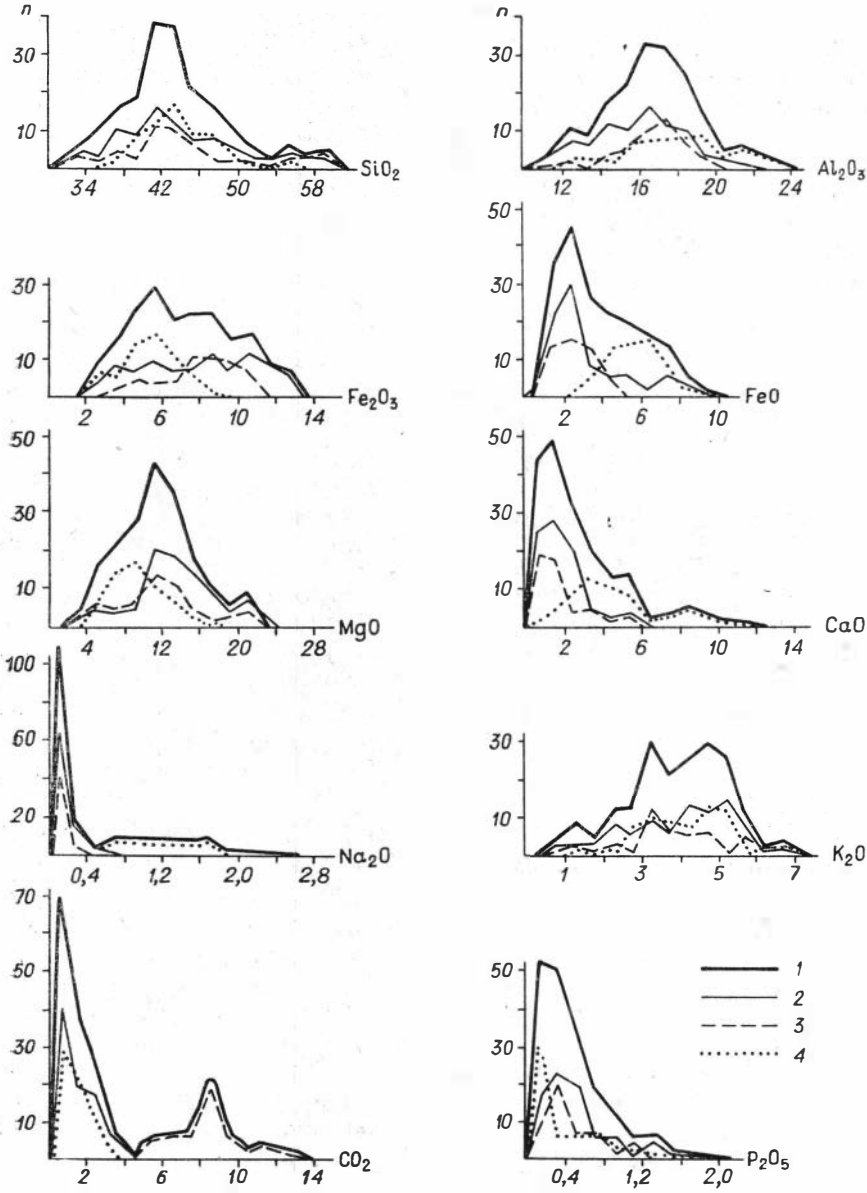


Рис. 4.2. Полигоны частот концентраций породообразующих окислов в породных группах подкомплекса вмещающих пород.

1 — в целом по подкомплексу; *2* — малонатровая малоуглекислая группа; *3* — малонатровая высокоуглекислая группа; *4* — высоконатровая малоуглекислая группа.

пробах, отобранных случайным образом по всему объему рудного тела до глубины ≈ 300 м*. Распределения P_2O_5 анализировались параметрическими методами.

В околорудном комплексе концентрации P_2O_5 распределены положительно асимметрично со средним $\bar{X} = 0{,}86\%$, стандартным отклонением $S = 1{,}06$, коэффициентом асимметрии $A = 2{,}21$ и коэффициентом эксцесса $E_\alpha = 0{,}687$. Минимальное содержание P_2O_5 составляет 0,11,

* Аналитический материал был любезно предоставлен авторам А. Р. Энтиным для совместных исследований.

а максимальное — 4,74%, т. е. трансгрессия вмещающего комплекса в рудный достигает 2% P_2O_5.

Для 77 наблюдений выборочные оценки асимметрии при нормальном распределении могут отклоняться в обе стороны (95%-ная вероятность) не более чем на 0,43, а E_α будет колебаться в пределах от 0,76 до 0,84. Как видно из приведенных оценок, гипотеза о соответствии распределения концентраций P_2O_5 нормальной модели не подтверждается. Это обстоятельство можно рассматривать как свидетельство неоднородного строения околорудного комплекса по распределению P_2O_5.

Аналогичным образом установлена противоречивость распределения логарифмов концентраций P_2O_5 логнормальной модели. Учитывая, что распределение логарифмов имеет положительную асимметрию, применим рекомендуемое в подобных случаях [Родионов, 1964] преобразование типа $Z = \lg(x - a)$. Положив $a = 0{,}1\%$ и изучив распределение переменной Z, получили оценки $A_Z = 0$ и $E_{\alpha_Z} = 0{,}80$, что позволяет принять гипотезу о согласованности распределений P_2O_5 в околорудном комплексе с функцией $Z = \lg(P_2O_5 - 0{,}1)$. Содержательная интерпретация этого вывода, следуя за Д. А. Родионовым, доказывает двухэтапное (двучленное) формирование распределения. Во время одного из этапов создавались фоновые концентрации со средним, близким к 0,1% P_2O_5, а на втором — логнормально распределенные значения больших концентраций. Этот вывод удивительно хорошо совпадает с фактическими распределениями P_2O_5 (см. рис. 4.2) для естественных породных групп околорудного комплекса: все они характеризуются наличием главной моды в классе 0—0,4% P_2O_5, что статистически равноценно $a = 0{,}1\%$ P_2O_5. Однако уточнить положение границы между выборками P_0' и P_0'' не удалось. Ее вероятное значение лежит в интервале $\approx$0,6—1,2% P_2O_5 и условно при классификации принято за 0,8%.

Контрольное опробование подтверждает двучленное строение и полигона P_2O_5 для рудного комплекса. Значения концентраций распределены с параметрами $\overline{X} = 4{,}72$ (максимум 20,15, минимум 0,70%), $S = 3{,}23\%$, $A = 3{,}05$, $E_\alpha = 0{,}565$, а логарифмы концентраций с параметрами $\overline{X}_{\lg} = 0{,}607$, $S_{\lg} = 0{,}229$, $A_{\lg} = 0{,}282$, $E_{\lg} = 0{,}645$. Для 161 наблюдения нормально распределенной случайной величины оценки асимметрии и эксцесса могут колебаться от —0,313 до +0,313 и от 0,771 до 0,826 соответственно, следовательно, гипотезы о нормальной и логнормальной моделях не подтверждаются. Согласованность с логнормальным со сдвигом законом распределения подтвердилась, что, как и в случае околорудного комплекса, явилось дополнительным независимым доказательством двучленного строения полигона частот P_2O_5 в выборке P_1.

Таким образом, проведенное дополнительное опробование подтвердило наличие на месторождении четырех комплексов пород, объективно выделяющихся по содержанию в них P_2O_5:

1) вмещающие породы — P_2O_5 до 0,6—0,8%;
2) бедные руды — от 0,6 до 2%;
3) руды — от 2 до 8—10%;
4) богатые руды — более 10%.

Распределение других породообразующих окислов в рудном теле. Полимодальной формой помимо полигона P_2O_5 в выборке анализов всего рудного тела характеризуются также распределения концентраций CO_2, SiO_2, Fe_2O_3, CaO, Al_2O_3, MgO. Распределения FeO, Na_2O и K_2O унимодальны. Интересно отметить, что выделение околорудного комплекса можно было бы провести и по полигонам CO_2, CaO, SiO_2 и Al_2O_3, но со значительно большей трансгрессией максимумов. И в этом отношении принятие P_2O_5 в качестве основного классификационного признака оказалось оптимальным. Проверка показала, что, хотя по распределению MgO рудный и околорудный комплексы не различаются, использование бимодальности

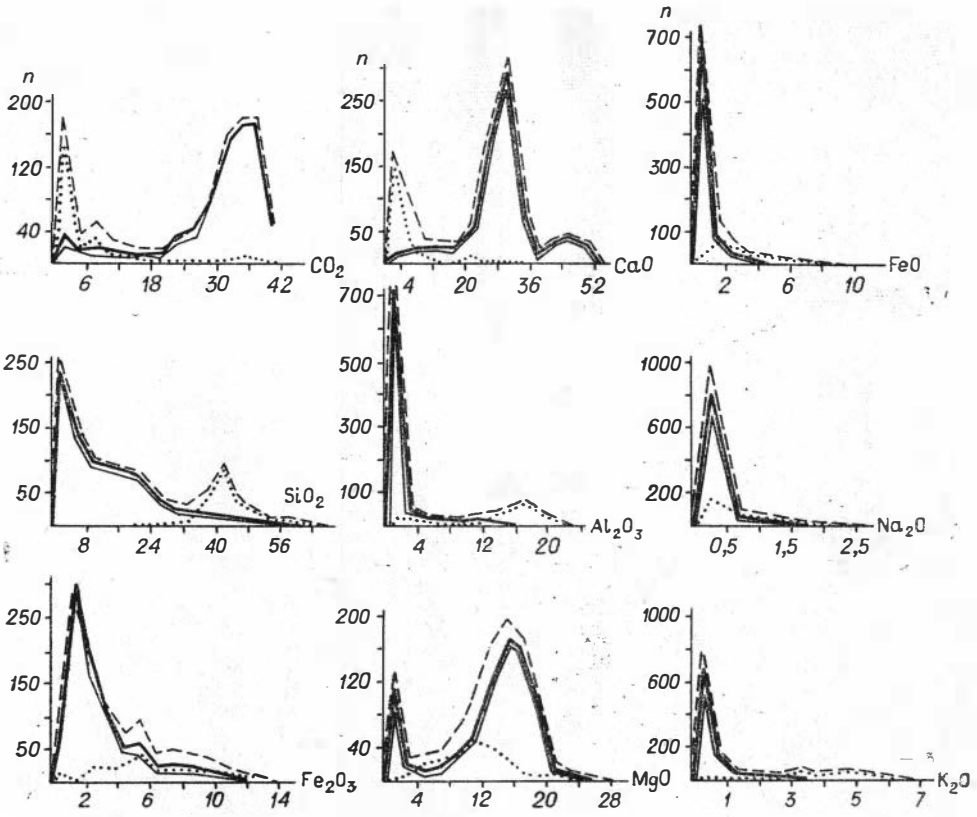


Рис. 4.3. Полигоны частот концентраций породообразующих окислов в главных комплексах пород рудного тела.

(— рудный комплекс+комплекс богатых руд; — — рудный комплекс; ···— в целом по рудному телу; ··· — околорудный комплекс.

полигона MgO приводит к тем же естественным породным группам, что и классификация по P_2O_5. На рис. 4.3 отчетливо проявляется корреляция между модальными значениями концентраций: околорудный комплекс почти полностью слагает максимумы низких концентраций CO_2 и CaO и высоких концентраций SiO_2 и Al_2O_3. Здесь же отчетливо выявляется неоднородность рудного комплекса по распределению CaO.

Распределение концентраций породообразующих окислов околорудного комплекса. Выделяется два подкомплекса: бедных руд ($Al_2O_3 < 10\%$, $SiO_2 < 30$, $Na_2O < 0{,}5\%$) и вмещающих пород ($SiO_2 > 30\%$, $Al_2O_3 > 10\%$). Это соответствует разделению комплекса по P_2O_5 на рубеже $\approx 1\%$, но с трансгрессией подкомплексов в объеме 10—15%. Бедные руды разделены на две группы по уровню 2% Al_2O_3.

Полигоны вмещающих пород (см. рис. 4.2) достоверно бимодальны лишь в случаях Na_2O (минимум 0,5%) и CO_2 (минимум 5%). Моды этих распределений связаны обратной корреляцией: группа с большей модой в полигоне Na_2O попадает в меньший максимум в полигоне CO_2; точки, слагающие большую моду полигона CO_2, попадают в меньший максимум полигона Na_2O, так что нет принципиальной разницы, по какому признаку начинать деление подкомплекса вмещающих пород. И в том и в другом случае получаются три группы: высоконатровая ($Na_2O > 0{,}5\%$), высокоуглекислая ($CO_2 > 5\%$) и малонатрово-малоуглекислая ($CO_2 < 5$, $Na_2O < 0{,}5\%$).

Обе малонатровые группы различаются лишь по CO_2. По содержанию остальных породообразующих окислов они почти идентичны, о чем свидетельствует почти полное совпадение их пвлигонов. Высоконатровая

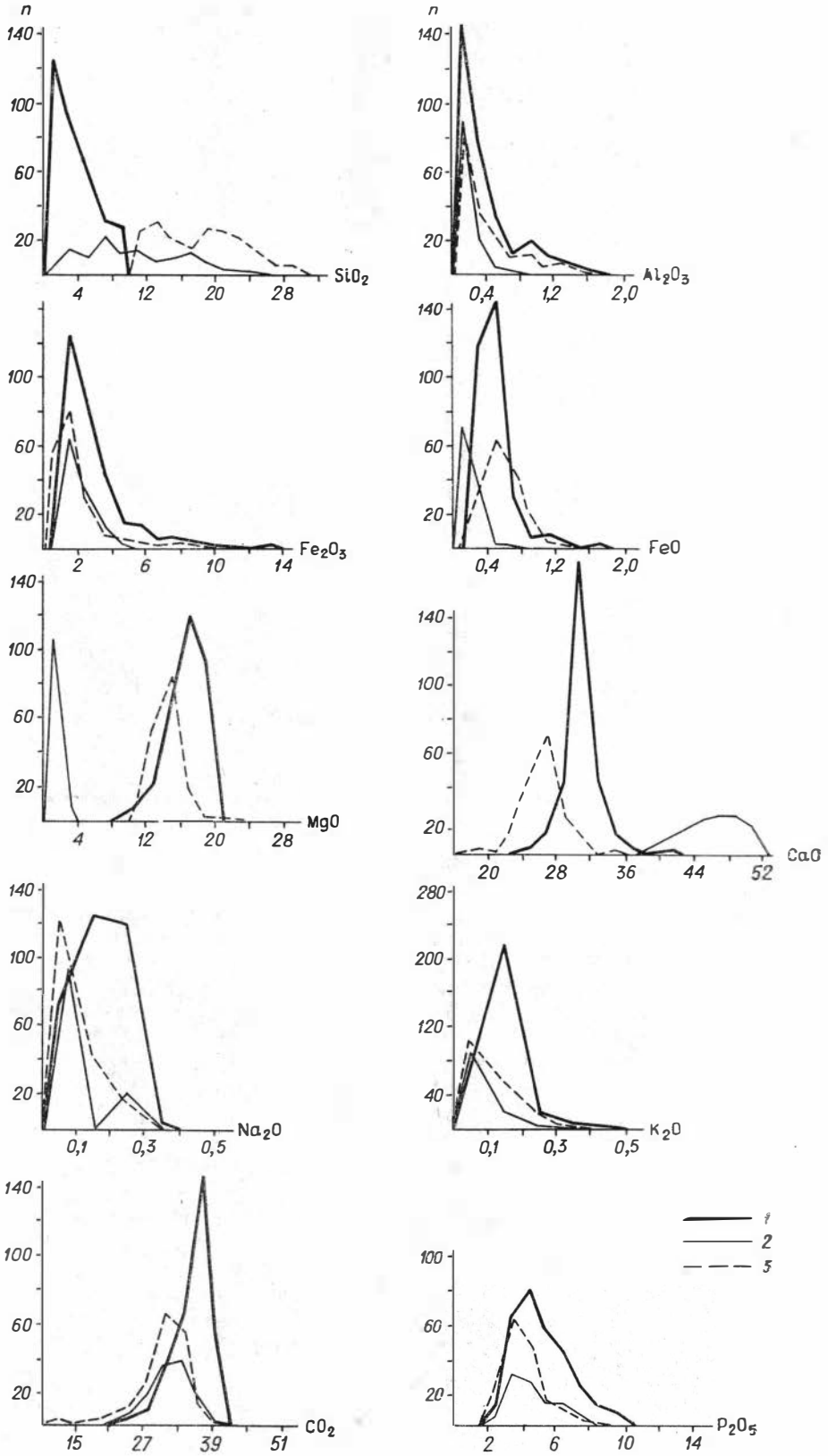

n
140
100
60
20
4
12
20
28
SiO_2
0,4
1,2
2,0
Al_2O_3
2
6
10
14
Fe_2O_3
FeO
MgO
CaO
20
28
36
44
52
280
200
120
40
0,1
0,3
0,5
Na_2O
K_2O
15
27
39
51
CO_2
P_2O_5
1
2
5

Рис. 4.4. Полигоны частот концентраций породообразующих окислов в породных группах рудного комплекса.

1 — магниевая группа ($SiO_2 < 10\%$); *2* — кальциевая группа; *3* — магниевая группа ($SiO_2 = 10—30\%$).

группа по распределениям породообразующих окислов отличается от малонатровых групп меньшими модами Fe_2O_3, MgO, P_2O_5 и большими модальными значениями концентраций FeO и CaO.

Распределение концентраций породообразующих окислов рудного комплекса. На рис.4.3 отчетливо видно, что достоверно полимодальными среди полигонов рудного комплекса являются распределения SiO_2, MgO и CaO, причем последние два распределения связаны обратной корреляционной зависимостью. В качестве классификационных признаков выбраны SiO_2 и MgO.

Рудный комплекс разделен на четыре подкомплекса по содержанию SiO_2 (в %): 0—10; 10—30; 30—60; >70. Из состава выборок первых двух подкомплексов изъяты анализы с низким (<3%) содержанием MgO (и высоким содержанием CaO), и из них сформирована кальциевая петрохимическая породная группа. Оставшиеся высокомагниевые части под комплек-

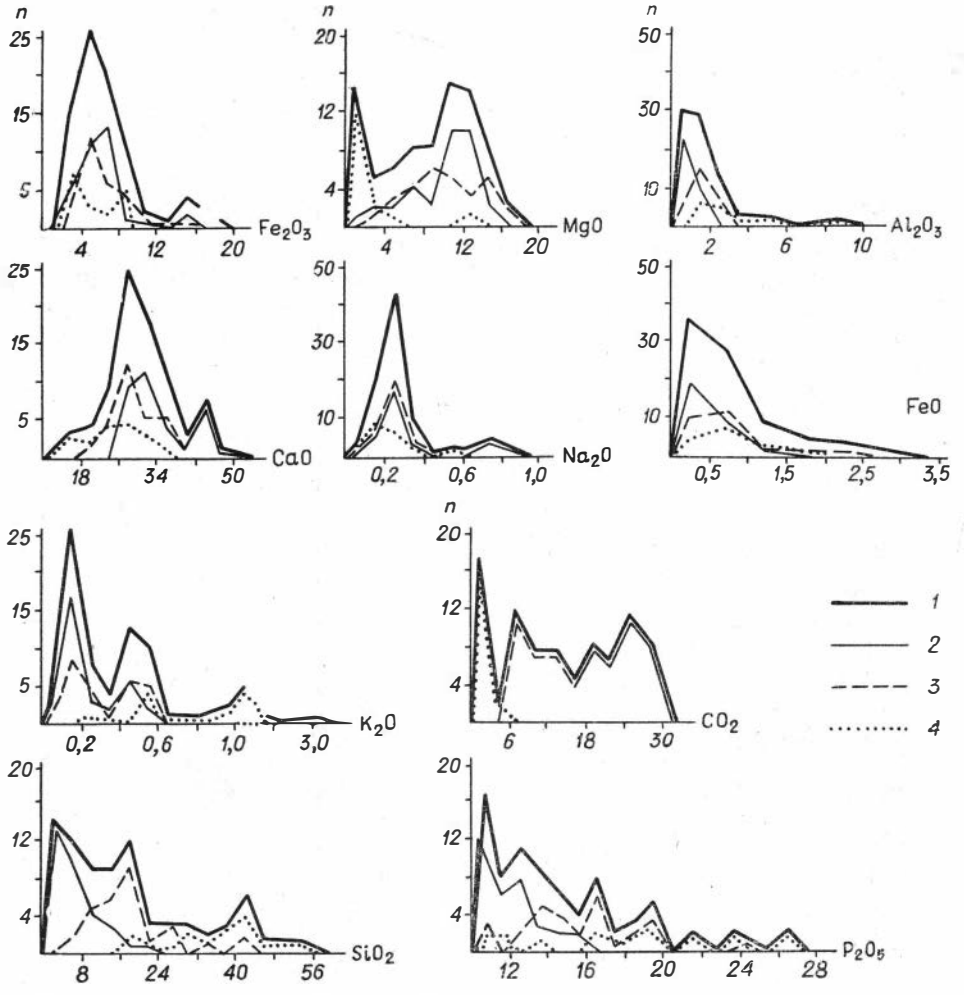


Рис. 4.5. Полигоны частот концентраций породообразующих окислов в породных группах комплекса богатых руд.

1 — в целом по комплексу; *2* — высокоуглекислая группа; *3* — среднеуглекислая группа; *4* — малоуглекислая группа.

Оценки коэффициентов асимметрии и эксцесса распределений

n	$A_{0,95}$	$E_{0,95}$	SiO_2		Al_2O_3		Fe_2O_3		FeO	
			A	E_α	A	E_α	A	E_α	A	E_α
113	0,37	0,76—0,83	0,34	0,83*	1,34	0,66	0,90	0,78	1,85	0,71
315	0,22	0,78—0,82	0,76	0,84	1,45	0,76	2,84	0,65	2,48	0,66
25	0,71	0,73—0,87	0,31	0,82*	0,05	0,91	1,96	0,65	0,88	0,78
180	0,29	0,77—0,82	0,26	0,85	1,35	0,78	3,06	0,60	2,91	0,63
62	0,48	0,75—0,84	—0,02	0,87	1,09	0,80	0,71	0,81	1,80	0,72
17	0,94	0,72—0,89	1,37	0,70	0,74	0,81*	1,02	0,79	2,13	0,62
37	0,61	0,74—0,86	0,87	0,80	0,10	0,82*	0,33	0,86*	1,35	0,77
14	1,01	0,72—0,90	0,03	0,74*	—0,43	0,81*	0,01	0,83*	0,43	0,81*
18	0,91	0,73—0,88	0,03	0,76*	1,05	0,81	0,94	0,79	0,00	0,80*
29	0,67	0,74—0,86	1,03	0,73	0,41	0,79*	2,70	0,60	1,20	0,75
33	0,64	0,74—0,86	1,36	0,76	0,92	0,81	1,11	0,66	2,42	0,63
62**	0,48	0,75—0,84	1,25	0,77	0,91	0,80	2,71	0,61	1,84	0,70
82	0,43	0,76—0,84	0,66	0,77	—0,14	0,82*	—0,14	0,85	1,22	0,81
48	0,54	0,75—0,85	0,54	0,73	—0,97	0,77	—0,62	0,81	0,14	0,86
58	0,50	0,75—0,84	0,71	0,76	—0,10	0,81*	0,04	0,79*	—0,07	0,80*
15	1,00	0,72—0,89	0,05	0,81*	1,69	0,69	1,44	0,76	—0,32	0,82*
12	1,04	0,72—0,90	0,21	0,74*	—0,40	0,81*	0,22	0,89*	0,69	0,80*
17***	0,94	0,72—0,89	—0,84	0,71	—0,70	0,76*	1,08	0,73	0,18	0,80*

* Оценки, допустимые при нормальном распределении (P=95%).
** Суммарная выборка (n=29+33=62).
*** Дайковый комплекс.

сов до 10 и до 30% SiO_2 разделены на две группы каждая по содержанию алюмосиликатов. Подтверждением правильности принятого деления служат полигоны рис. 4.4, где обе магниевые (с низким содержанием алюмосиликатов) группы отчетливо разделяются по кремнекислоте, а кальциевая группа резко отделена от магниевых. По остальным элементам полигоны двух магниевых и кальциевой естественных породных групп совпадают. Интересно, что модальные значения P_2O_5 и кальциевой, и магниевых групп также не отличаются.

По мере увеличения кремнекислоты в подкомплексах рудного комплекса убывает классификационная роль MgO. Подкомплекс с SiO_2 30—60% разделен на три группы по соотношению щелочей и алюминия, а четвертый — с $SiO_2 > 70\%$ — не разделен в силу малого числа анализов.

Распределение породообразующих окислов в комплексе богатых руд. Рис. 4.5 дает представление о характере распределения окислов как в целом по комплексу, так и по естественным породным группам этого комплекса. Классификационным признаком можно было бы выбрать K_2O, P_2O_5, а также группу коррелирующихся распределений: CO_2, SiO_2, MgO. Первые два отвергнуты по соображениям достоверности, а из группы коррелирующихся распределений предпочтение отдано CO_2. Комплекс богатых руд разделен по CO_2 на три группы (в %): <6; 6—18; >18. Группа с меньшей модой по CO_2 характеризуется меньшими модальными содержаниями MgO и CaO, но бо́льшими — K_2O и SiO_2. Среднеуглекислая и высокоуглекислая группы практически не отличаются друг от друга по распределению в них всех окислов, кроме SiO_2, с которым распределение CO_2 связано обратной корреляцией, но средняя группа в распределении CO_2 остается средней же и в распределении SiO_2 и совпадает с максимумом распределения всего комплекса, что подтверждает правильность и необходимость ее выделения.

Общая схема разделения совокупности анализов пород рудного тела. Эта схема показана на рис. 4.6 и завершается выделением 17 породных групп. Распределения породообразующих окислов в каждой из этих групп

Таблица 4.1

породообразующих окислов в породных группах рудного тела

MgO		CaO		Na_2O		K_2O		CO_2		P_2O_5	
A	E_α	A	E_α	A	E_α	A	E_α	A	E_α	A	E_α
1,27	0,76	—0,35	0,83*	1,52	0,76	1,38	0,81	—0,47	0,81	0,63	0,82
—1,04	0,77	0,50	0,67	—0,88	0,79	1,77	0,69	—1,05	0,77	0,68	0,81*
—0,69	0,82*	0,52	0,82*	0.35	0,92	0,12	0,92	—0,53	0,75*	—0,16	0,82
0,96	0,69	—0,26	0,71	0,98	0,85	1,11	0,81	—1,67	0,71	1,16	0,76
0,52	0,80	—0,64	0,81	0,87	0,82	0,92	0,76	—0,46	0,85	0,60	0,83
1,83	0,63	—0,84	0,78*	0,51	0,90	0,91	0,78*	—0,34	0,87*	0,82	0,84*
—0,38	0,80*	0,60	0,78*	1,33	0,73	1,04	0,83	1,32	0,75	0,86	0,83
0,16	0,75*	0,29	0,76*	0,62	0,80*	1,12	0,72	0,67	0,81*	0,65	0,75*
2,69	0,61	—0,25	0,81*	1,42	0,71	1,17	0,74	1,70	0,71	—0,01	0,81*
—0,10	0,84*	—0,05	0,78*	—0,64	0,75*	0,45	0,87	0,52	0,84*	0,76	0,76
—0,79	0,80	0,65	0,83	1,14	0,79	0,63	0,84*	—0,34	0,86*	0,68	0,81
—0,46	0,82*	0,60	0,77	1,94	0,64	0,70	0,86	—0,10	0,89	1,20	0,77
0,16	0,77*	1.36	0,75	1,36	0,77	—0,50	0,82	0,76	0,83	1,24	0,75
0,35	0,73	1,55	0,73	4,10	0,57	—0,11	0,79*	0,28	0,76*	0,99	0,79
0,45	0,79*	0,74	0,79	0,97	0,77	—0,33	0,80*	0,62	0,84	1,23	0,80
0,26	0,72*	0,59	0,80*	1,96	0,65	2,03	0,66	0,06	0,80*	—0,77	0,80*
0,04	0,77*	0,47	0,77*	0,71	0,82*	0,61	0,86*	0,65	0,70	—1,42	0,70
0,40	0,79*	0,83	0,77*	0,39	0,81*	0,49	0,72*	1,35	0,78	1,22	0,79

Таблица 4.2

Средние составы породных групп Селигдарского рудного тела

Петрохимические комплексы	Номер породной группы	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	CO_2 (П.п.п.)
Дайки		52,43	13,71	3,94	2,73	5,46	5,53	2,31	4,15	0,94	4,93
Квазиинтрузивные породы	1	43,45	18,34	5,17	5,77	9,20	5,01	1,43	4,07	0,40	1,15
	2	44,15	16,52	7,86	2,66	11,35	1,64	0,06	3,84	0,47	8,32
	3	43,12	15,84	7,90	3,49	13,34	1,77	0,16	3,86	0,53	1,34
	12	38,87	9,04	4,57	2,70	9,19	13,42	1,03	2,67	5,17	7,66
	5	39,35	6,51	4,16	1,78	15,74	10,56	0,12	1,89	1,38	13,15
	11	38,29	8,75	6,60	2,20	15,10	10,02	0,14	1,63	4,16	6,43
Силикатно-доломитовые метасоматиты	10	20,45	4,32	4,58	1,19	14,91	22,00	0,16	0,74	4,96	21,77
	4	22,12	0,46	1,14	0,65	12,04	27,68	0,06	0,09	1,55	32,27
	9	17,82	0,36	1,84	0,66	4,35	26,54	0,10	0,12	4,49	31,60
	13	36,01	0,53	3,28	0,78	10,82	20,02	0,09	0,14	4,80	20,83
	16	18,28	1,42	7,60	0,77	10,50	28,79	0,34	0,34	15,31	10,97
Доломитовые метасоматиты	6	3,52	0,35	2,91	0,49	16,74	30,88	0,18	0,15	5,26	36,18
	7	4,91	1,22	5,75	0,58	13,32	32,86	0,42	0,36	6,45	30,56
	17	6,37	0,74	6,39	0,61	10,17	34,84	0,35	0,24	12,02	24,33
Кальцитовые метасоматиты	8	9,10	0,17	1,99	0,17	0,95	46,71	0,10	0,04	4,77	32,58
Апатитовые кварциты	15	37,19	3,12	6,09	0,78	1,80	24,38	0,25	1,10	18,15	1,12
	14	75,50	3,43	1,96	1,64	1,28	6,99	0,10	1,20	4,51	2,02

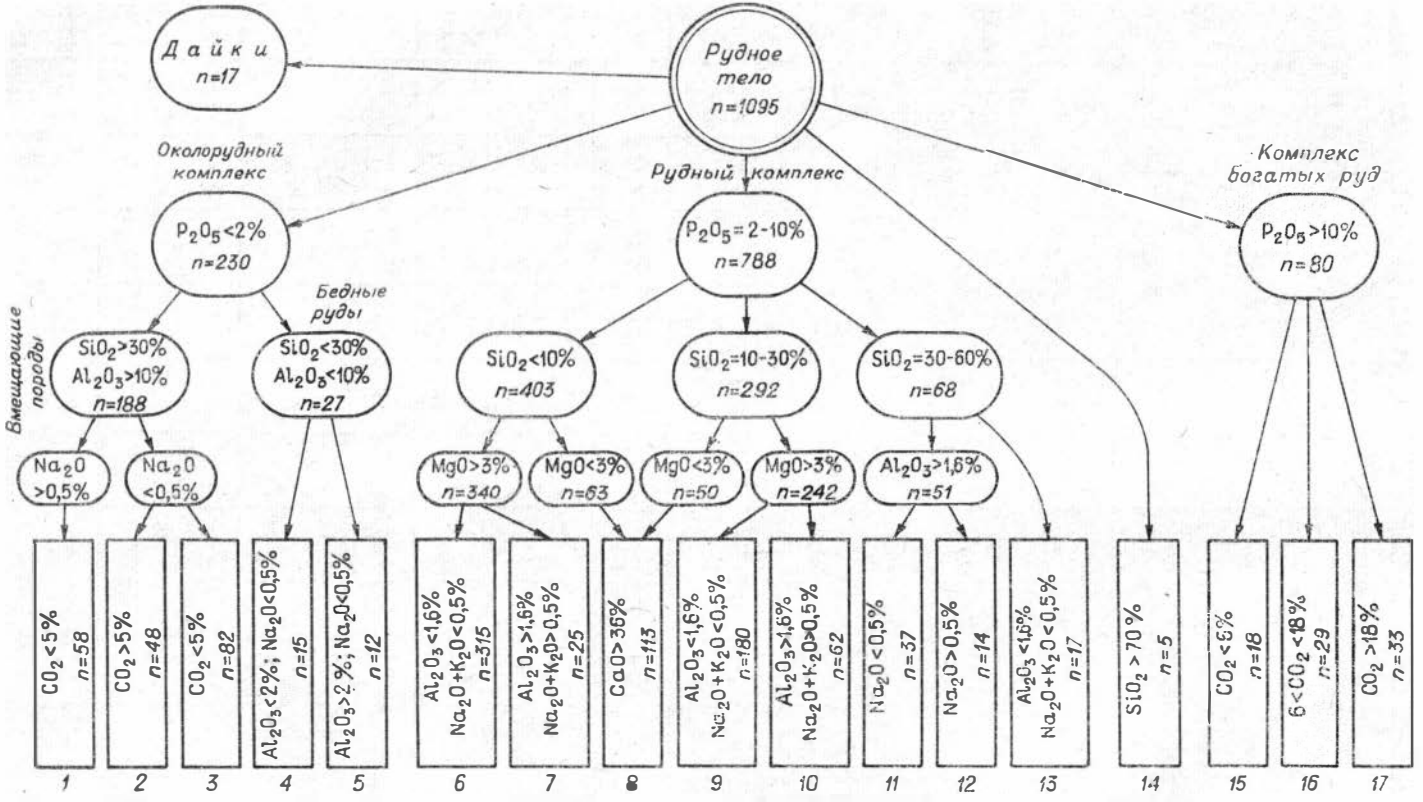


Рис. 4.6. Схема разделения совокупности анализированных проб пород рудного тела на естественные породные группы.

унимодальны, но далеко не всегда подчиняются нормальному закону — лишь 30% от общего числа распределений окислов в естественных породных группах (180 распределений), слагающих рудное тело, не отличаются от нормального (табл. 4.1).

Средние составы выделенных породных групп и дайкового комплекса Селигдара приведены в табл. 4.2.

2. ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОДНЫХ ГРУПП РУДНОГО ТЕЛА

Продолжая традицию объективной группировки фактического материала, рассмотрим соотношения выделенных породных групп по петрохимическим критериям, которые могут дать генетическую информацию. К числу таковых принадлежат главные характеристики петрохимической системы П. Ниггли [Заварицкий, 1950]. Они дают представление о соотношении в породе щелочей, алюминия, железо-магнезиальной группы и кальция.

Важным следствием распределения фигуративных точек по сечениям тетраэдра П. Ниггли (рис. 4.7) является попадание всех породных групп вмещающего комплекса, одной породной группы комплекса бедных руд и двух групп рудного комплекса в поля изверженных пород. Это обстоятельство дает основание для более детального изучения гипотезы о принадлежности ряда породных групп рудного тела к интрузивным породам — гипотезы, новой для Селигдара и дающей возможность в ином аспекте осветить проблему происхождения апатитовых пород.

Квазиинтрузивные породные группы

При выборе эталонов для сравнительной характеристики квазиинтрузивных породных групп следует учитывать две особенности их составов. Во-первых, четко выраженную калиевость — резкое преобладание калия над натрием при высоком содержании калия и, во-вторых, высокое содержание железа. Они локализуют поиски возможных петрохимических аналогов при рассмотрении главных петрохимических типов пород, слагающих земную кору, среди щелочно-калиевых базитов. В этом нетрудно убедиться, обращаясь к справочной литературе [Беус, 1972; Краткий справочник..., 1970; Четвериков, 1956] и табл. 4.3, в которой приведен средний состав апатитоносных магнезиальных скарнов Центрально-Алданского района. Низкое содержание железа и равное соотношение щелочей не позволяют провести аналогию между их составом и составами квазиинтрузивных породных групп.

Среди последних выделяются пересыщенные Al_2O_3 шонкинитоподобные породы — меташонкиниты (1, 2 и 3-я породные группы), весьма близкие к миссуритам — метамиссуриты (12-я группа) и во многом схожие с перидотитами — метаперидотиты (5-я и 11-я породные группы). Кроме того, попадающая на границу поля интрузивных пород породная группа 10 может быть условно обозначена как карбонатизированный метабазит.

В качестве петрохимических эталонов рассматриваемых квазиинтрузивных породных групп резонно выбрать интрузивные комплексы, обладающие сходным строением с селигдарским рудным телом и сформированные в сходной геологической обстановке (трубообразная форма рудного тела, приуроченность к узлам пересечения долгоживущих разломов и позднепротерозойский (по нашим оценкам, подробнее см. гл. 8) абсолютный возраст). Таким условиям удовлетворяют алданские щелочно-ультраосновные комплексы центрального типа. Среди них выделяются [Глаголев и др., 1974] два формационных типа. Комплексы первого слагаются пироксенитами, ийолит-мельтейгит-нефелиновыми и щелочными сиени-

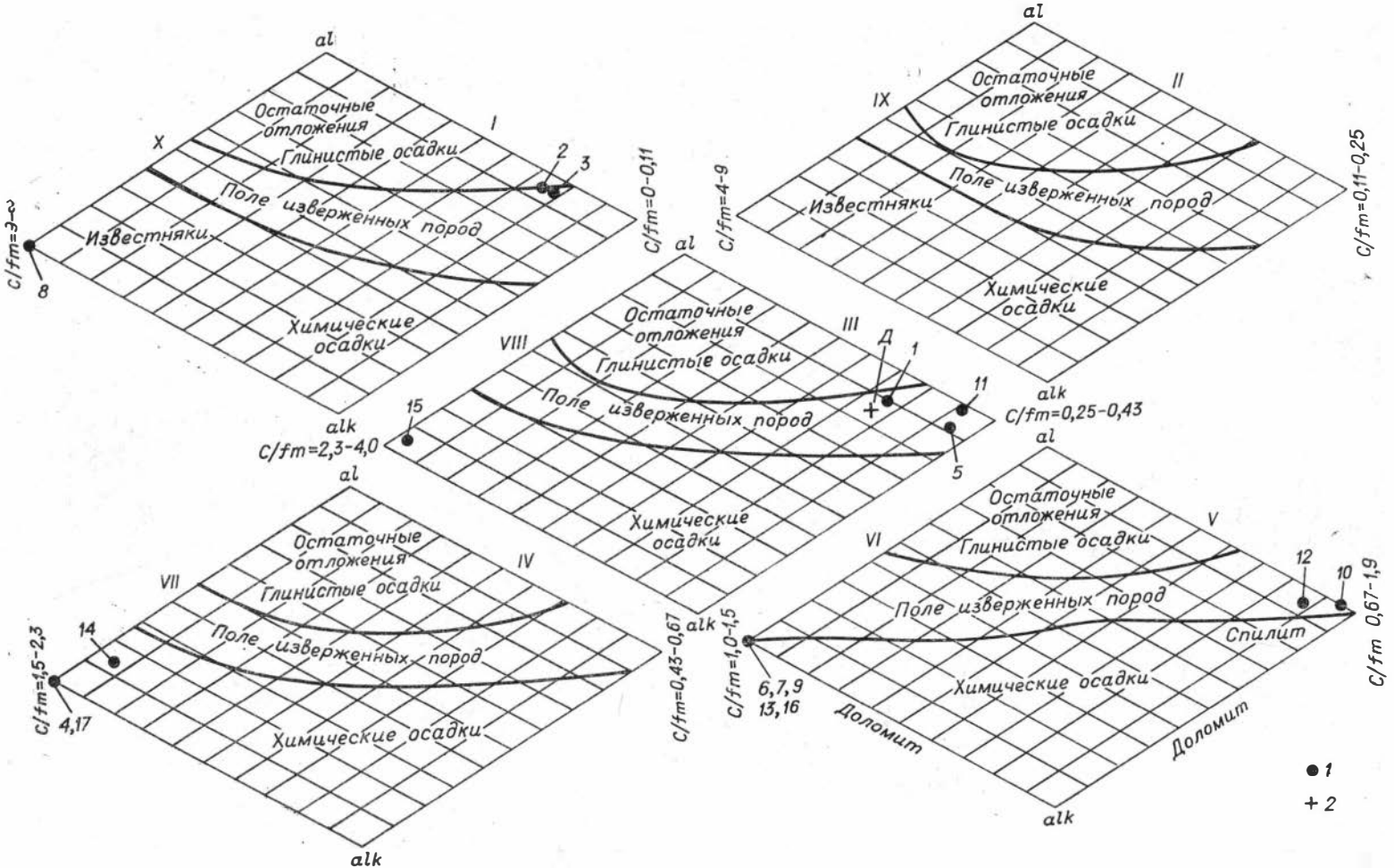


Рис. 4.7. Распределение породных групп рудного тела в сечениях тетраэдра П. Ниггли.

1 — фигуративные точки породных групп с нумерацией по рис. 4.6; *2* — фигуративная точка среднего состава дайкового комплекса.

Таблица 4.3

Средние, стандарты и коэффициенты корреляции породообразующих окислов апатитоносных магнезиальных скарнов Центрально-Алданского района (n=13)*

Окисел	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	CO_2	P_2O_5	X	S
SiO_2		—0,37	—0,01	—0,45	0,11	0,32	—0,17	0,29	—0,51	0,15	0,65	—0,48	46,31	2,07
TiO_2	—0,37		—0,35	0,98	—0,41	—0,09	0,80	—0,44	0,63	—0,74	—0,29	—0,52	0,32	0,18
Al_2O_3	—0,01	—0,35		—0,39	—0,19	—0,49	—0,22	—0,34	—0,02	0,82	—0,40	0,54	8,45	2,60
Fe_2O_3	—0,45	0,98	—0,39		—0,43	—0,11	0,79	—0,39	0,60	—0,73	—0,32	—0,42	1,65	1,10
FeO	0,11	—0,41	—0,19	—0,43		0,73	—0,37	0,53	—0,51	0,18	—0,01	0,20	2,91	0,72
MnO	0,32	—0,09	—0,49	—0,11	0,73		—0,04	0,74	—0,64	—0,24	0,23	—0,31	0,11	0,02
MgO	—0,17	0,80	—0,72	0,79	—0,37	—0,04		—0,33	0,62	—0,92	0,17	—0,67	11,35	3,67
CaO	0,29	—0,44	—0,34	—0,39	0,53	0,74	—0,33		—0,89	0,01	0,35	—0,04	21,50	3,40
K_2O	—0,51	0,63	—0,02	0,60	—0,51	—0,64	0,62	—0,89		—0,38	—0,29	—0,09	1,01	1,33
Na_2O	0,15	—0,74	0,82	—0,73	0,18	—0,24	—0,92	0,01	—0,38		—0,25	0,73	1,16	1,02
CO_2	0,65	—0,29	—0,40	—0,32	—0,01	0,23	0,17	0,35	—0,29	—0,25		—0,52	0,77	0,33
P_2O_5	—0,48	—0,52	0,54	—0,42	0,20	—0,31	—0,67	—0,04	—0,09	0,73	—0,52		2,86	2,31

* Анализы, по которым рассчитывались характеристики, заимствованы из работы А. Р. Энтина и др. [1975].

тами, карбонатитами, кимберлитами (массив Арбарастах), второго — дунитами, пироксенитами, щелочными габброидами и диорито-сиенитами (массив Инагли). Массивы обоих формационных типов гетерогенны — ультраосновные и щелочные породы некомагматичны и нередко значительно разорваны во времени. Однако по некоторым признакам, таким как наличие хромита в некоторых мезозойских шонкинитах (данные А. П. Кривенко), отмеченная некомагматичность не столь очевидна.

Ультрабазиты обоих типов близки по составу и сопоставимы [Глаголев и др., 1974] с ультрабазитами габбро-пироксенит-дунитовой формации. Комплексы пород этих формационных типов сопровождаются рудопроявлениями магнетита, апатита и флогопита, но для щелочно-ультрабазит-карбонатитовых комплексов нетипичны платиноиды, хром, никель и ванадий, зато обычны редкие земли, титан, уран, торий.

Интересен в качестве эталона и комплекс щелочных базитов — щелочных сиенитов Якокутского узла из-за интенсивно проявленной постмагматической карбонатизации шонкинитов. Химические анализы некарбонатизированных пород этого комплекса любезно предоставлены нам А. П. Кривенко. На рис. 4.8 и 4.9 показана схема разделения этого множества анализов на породные группы. Главным классификационным признаком выбрано содержание Al_2O_3, хотя к тем же результатам мож-

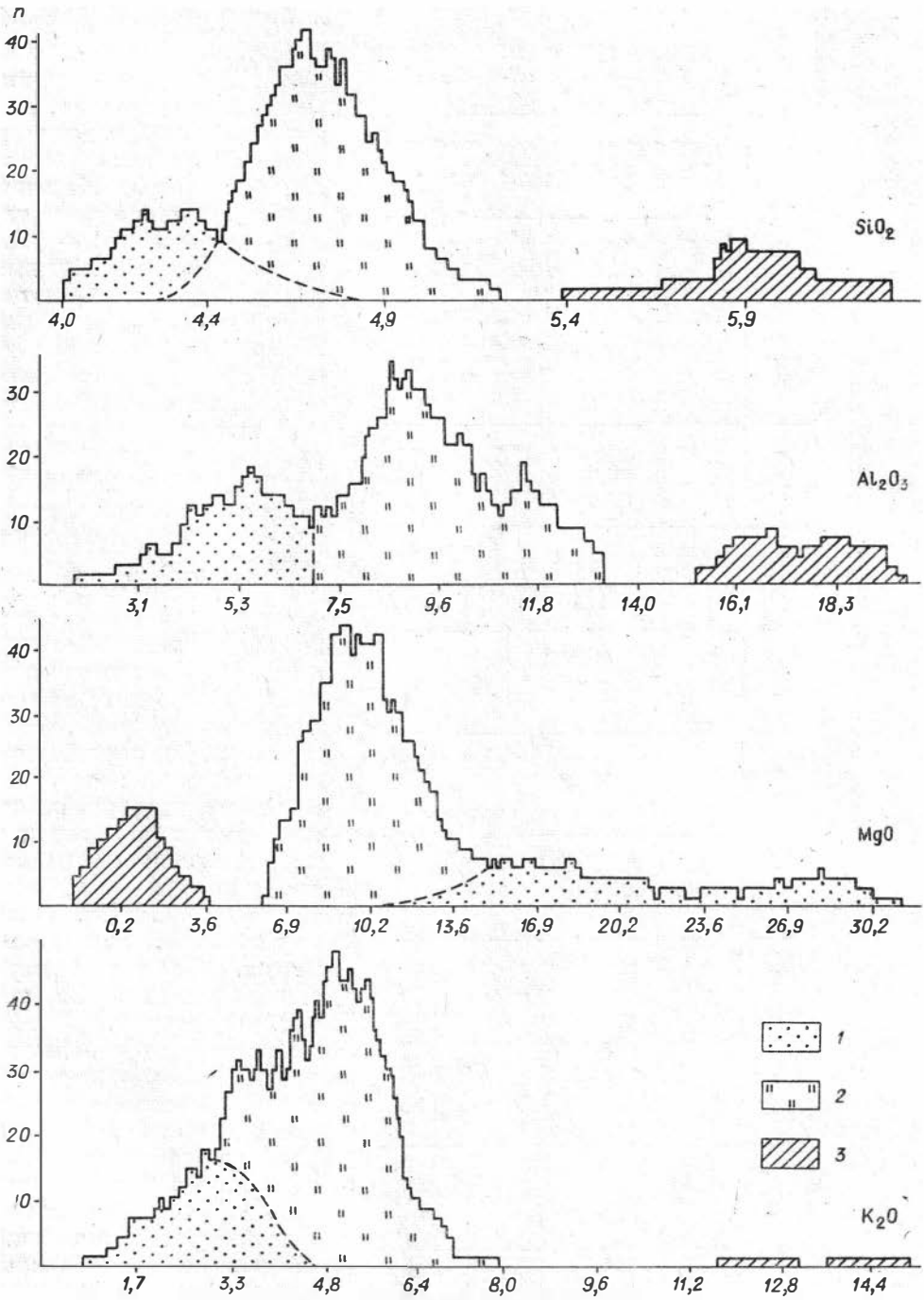


Рис. 4.8. Распределение главных информативных породообразующих окислов якокутского интрузивного комплекса.

1 — $Al_2O_3 < 7\%$; *2* — $Al_2O_3 > 7\%$; *3* — $Al_2O_3 > 15\%$.

но было бы прийти, выбирая классификаторами содержание MgO и SiO_2. Перечень выделенных породных групп, их иерархия и средние характеристики приведены в табл. 4.4.

Сравнение главных петрохимических особенностей квазиинтрузивных пород Селигдара с мезозойскими калиевыми базитами Якокутского узла, комплексами пород интрузий Инагли и Арбарастах (табл. 4.5) удоб-

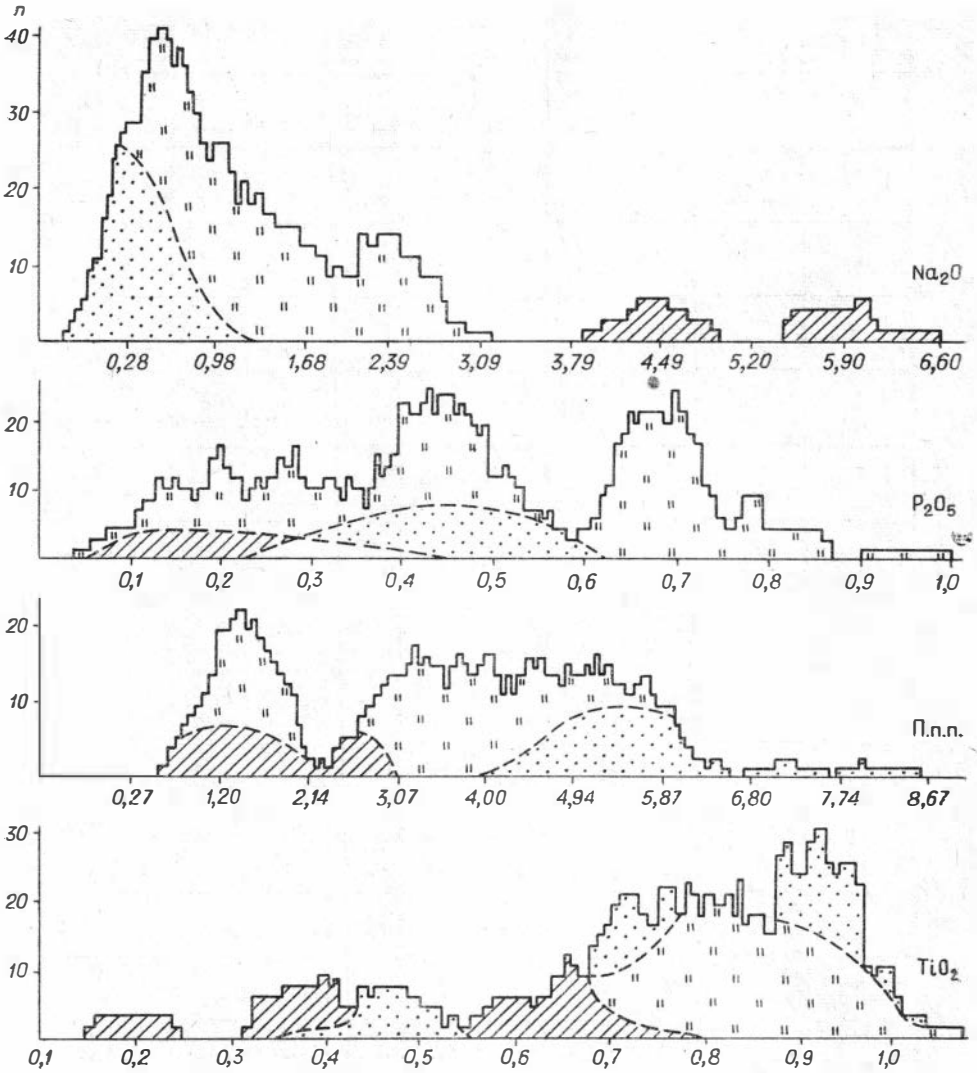


Рис. 4.9. Распределение дополнительных породообразующих окислов якокутского интрузивного комплекса. Усл. обозн. см. на рис. 4.8.

но провести с использованием петрохимической диаграммы по А. Н. Заварицкому (рис. 4.10). Прежде всего отметим совпадение роя фигуративных точек пород Инаглинской интрузии с областями наиболее вероятных составов породных групп якокутского комплекса в интервале от пироксенитов до сиенитов включительно, что отражает идентичность их составов, подчеркивающуюся наличием как в тех, так и в других акцессорного хромита. Также отчетливо выявляется более щелочной («пересыщенный щелочами») тип ийолит-карбонатитового комплекса интрузии Арбарастах.

Дайки. Вполне вероятно, что выборка химических анализов дайковых пород Селигдара включает как внутри-, так и пострудные дайки, так как разделить их в керне не всегда представляется возможным. Причиной тому ксеногибридизм и постмагматический метаморфизм мезозойской эпохи.

Среди описываемых анализов два (на проекции *abc* петрохимической диаграммы рис. 4.10 они занимают крайнее левое и верхнее положение) относятся к диабазам. Остальные анализы характеризуют щелочные породы (четыре анализа с равным соотношением щелочей, остальные — с

Таблица 4.4

Состав породных групп якокутского интрузивного комплекса

Группа	Подгруппа	Разновидность	Число анализов	Статистики	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	П.п.п.
$Al_2O_3>14\%$	—	— (а)	10	$\overline{X}$	52,33	0,40	17,55	2,39	1,85	0,11	0,96	3.65	4,50	6,72	0,22	2,31
				S	2,10	0,24	1,08	1,25	1,15	0,04	0,80	2,56	1,68	3,59	0,16	1,20
$Al_2O_3\approx 7,5-11\%$	—	— (б)	39	$\overline{X}$	47,39	0,92	9,85	5,01	5,66	0,15	9,98	9,60	1,41	5,20	0,62	3,59
				S	1,59	0,11	1,98	0,88	0,70	0,01	1,50	0,94	0,75	0,90	0,23	1,84
	$P_2O_5<0,35$	— ($б_1$)	6	$\overline{X}$	48,19	1,04	9,63	4,22	6,01	0,15	10,46	9.46	1,30	4.87	0,26	4,03
				S	1,09	0,05	0,51	1,02	0,61	0,00	1,13	0,80	0,32	0,63	0,06	1,79
	$0,35<P_2O_5<0,6$	— ($б_2$)	12	$\overline{X}$	46,92	0,98	9,08	4,83	6,17	0,16	10,36	9,13	1,03	4,79	0,46	5.05
				S	0,80	0,06	0,67	0,65	0,71	0,01	1,28	2,92	0,46	1,12	0,05	1,05
	$P_2O_5>0,6$	— ($б_3$)	20	$\overline{X}$	48,76	0,77	10,94	4,97	4,78	0,14	9,74	9,45	1,57	6,40	0,72	2,37
				S	1,20	0,25	2,66	1,50	1,43	0,02	1,73	0,76	0,86	2,46	0,34	1,64
		$Na_2O<1,0$ ($б_3^1$)	8	$\overline{X}$	45,61	0,79	8,66	5,98	5,14	0,15	11,31	10,43	0,64	5,80	0,81	3,68
				S	1,00	0,05	0,55	0,38	0,50	0,01	1,62	0,88	0,22	0,39	0,12	1,94
		$Na_2O>1,5$ ($б_3^2$)	12	$\overline{X}$	48,81	0,90	11,63	4,86	4,95	0,15	8,56	8,89	2,35	6,80	0,82	1,65
				S	1,21	0,10	0,68	0,29	1,56	0,11	0,75	0,63	0,32	2,61	0,09	0.21
$Al_2O_3<7,5\%$	—	— (в)	18	$\overline{X}$	44,00	0,65	5,37	4,97	6,06	0,16	20,05	8,63	0,69	3,11	0,42	5,15
				S	2,24	0,21	1,14	1,03	0,60	0,02	5,89	2,25	0,32	0,84	0,17	1,49
	$TiO_2<0,5$	— ($в_1$)	6	$\overline{X}$	41,76	0,41	4,61	4,25	6,01	0,15	27,14	6,16	0,43	2,87	0,50	5,11
				S	0,25	0,04	0,58	0,50	0,59	0,00	2,41	0,51	0,16	0,54	0,06	0,80
	$0,5<TiO_2<0,8$	— ($в_2$)	8	$\overline{X}$	46,13	0,70	5,52	4,99	6,14	0,17	17,70	9.84	0,75	2.94	0,40	5,26
				S	4,55	0,08	1,21	1,56	0,46	0,03	2,82	3,47	0,36	1,03	0,23	1,72
	$TiO_2>0,8$	— ($в_3$)	4	$\overline{X}$	46,12	0,92	6,32	3,75	5,81	0,17	14,12	9,84	0,94	3,81	0,35	4,99
				S	1,54	0,05	0,78	1,03	1,05	0,01	2,40	0,91	0,11	0,45	0,13	2,64

Таблица 4.5

Средние составы разновидностей пород массивов Инагли и Арбарастах (для расчетов использованы анализы из работы А. А. Глаголева и др. [1974])

Разновидность	Число анализов	Статистики	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
					Инагли							
Дуниты	5	$\bar{X}$	38,45	Сл.	0,72	2,85	4,43	45,07	0,40	0,17	0,11	0,05
		S	1,38	—	0,48	1,65	1,67	2,04	0,20	0,13	0,05	0,03
Перидотиты и пироксениты	4	$\bar{X}$	44,64	0,66	5,00	4,23	3,79	19,18	11,58	0,83	2,81	1,65
		S	3,88	0,58	2,10	2,43	3,20	9,73	7,61	0,45	2,23	1,14
Шонкиниты	5	$\bar{X}$	49,49	0,68	9,69	5,29	4,94	9,23	11,38	1,29	5,57	0,91
		S	2,08	0,30	1,18	3,41	1,73	3,23	1,84	0,32	0,24	0,40
Меланократовые сиениты	4	$\bar{X}$	52,49	0,59	11,61	3,21	3,98	8,93	8,97	2,40	5,40	0,44
		S	2,33	0,31	3,54	1,86	1,17	3,68	4,28	1,43	3,25	—
Пегматиты	6	$\bar{X}$	58,64	0,18	14,58	2,82	1,05	5,98	2,20	3,12	8,42	—
		S	4,92	0,16	3,5	2,60	0,39	6,16	2,65	2,23	4,50	—
					Арбарастах							
Алюмосиликатные метасоматиты	13	$\bar{X}$	40,72	1,79	7,28	7,95	7,03	10,17	14,95	2,84	3,28	0,82
		S	3,66	1,1	6,33	4,42	2,60	3,25	5,62	2,57	3,35	1,43
Альбит-магнетитовые породы	6	$\bar{X}$	17,44	1,23	2,61	21,31	8,15	13,45	18,92	0,51	1,00	9,20
		S	12,21	0,44	1,86	14,0	5,18	5,50	9,20	0,45	1,05	5,6
Магнезиальные карбонатиты	3	$\bar{X}$	5,56	Сл.	0,37	2,19	0,13	7,70	44,63	0,29	0,4	0,03
		S	4,02	—	0,35	0,85	0,16	3,80	4,84	0,08	0,1	0,01

преобладанием K над Na). Дайки щелочных пород с преобладанием K над Na характеризуются основностью от шонкинитов до щелочных сиенитов, о чем свидетельствует распределение их фигуративных точек на рис. 4.10, заполняющее рой фигуративных точек Инаглинского и Арбарастахского массивов. Среди пересыщенных калием представителей дайковых пород выделяются пересыщенные алюминием и кальциевые разновидности. Векторы при основных фигуративных точках таких пород ориентированы в разные стороны. Для значительной части проанализированных пород устанавливается несколько большее количество полевошпатовой извести — характеристики *c* имеют заметно более высокие значения. В среднем же (табл. 4.6) состав дайкового комплекса близок к составу минетты.

Меташонкиниты. Средние составы пересыщенных алюминием 1,2 и 3-й породных групп (табл. 4.7—4.9) имеют ряд существенных отличий. Проверка статистической значимости различий средних значений и дисперсий (проведенная соответственно по *t*- и *F*-критериям) показала:

1 = 2 = 3	по средним	содержаниям		SiO_2, K_2O, P_2O_5;
2 = 3	»	»	»	Al_2O_3, Fe_2O_3, CaO;
1 > 2 и 3	»	»	»	Al_2O_3, FeO, CaO, Na_2O;
1 < 2 < 3	»	»	»	MgO;
2 < 3	»	»	»	FeO, Na_2O.

Равенство дисперсий установлено между 1-й и 2-й группами для P_2O_5 и 2-й и 3-й группами для SiO_2, Al_2O_3, CaO, K_2O и MgO. Эти данные статистически оправдывают объединение групп 2 и 3, так как различия между ними менее значительны, нежели различия с группой 1. Такое разделение отчетливо проявлено и на петрохимической диаграмме: доверительные области 2-й и 3-й групп совпадают и отличаются от области группы 1 большей величиной характеристики *b*, располагаясь где-то в области миссуритов. Этот эффект, однако, обусловлен более высоким в группах 2 и 3 количеством избыточного магния, учитывающегося при расчете характеристики *b*. Количество кремния и щелочей — главных показателей основности — неотличимо во всех трех породных группах, и потому породные группы 2 и 3 лучше описывать совместно с группой 1 как меташонкиниты.

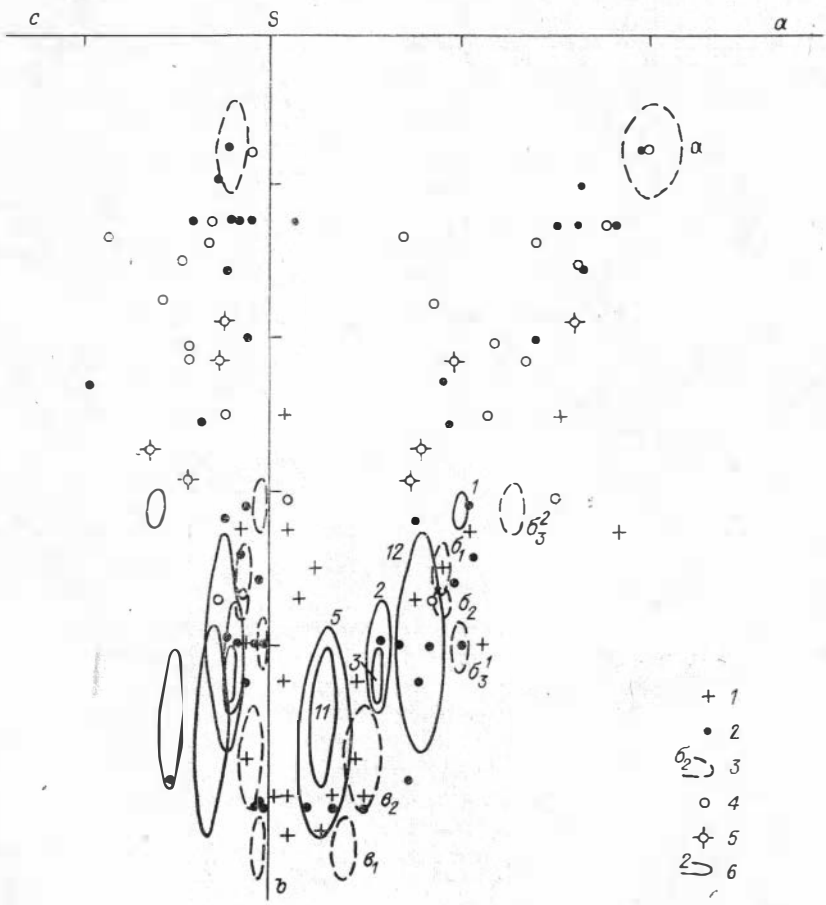


Рис. 4.10. Петрохимическая диаграмма по А. Н. Заварицкому.

1 — арбарастахский комплекс; *2* — инаглинский комплекс; *3* — естественные породные группы якокутского интрузивного комплекса; *4* — дайковый комплекс Селигдарского рудного тела; *5* — пересыщенные алюминием разности дайкового комплекса Селигдарского рудного тела; *6* — естественные породные группы Селигдарского квазиинтрузивного комплекса.

Таблица 4.6

Средние, стандарты и коэффициенты корреляции породообразующих окислов дайкового комплекса Селигдарского месторождения ($n=17$)*

Окисел	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	CO_2	P_2O_5	$\overline{X}$	S
SiO_2		0,92	−0,18	−0,26	−0,63	−0,79	0,51	0,17	−0,64	−0,41	52,42	5,06
Al_2O_3	0,92		−0,14	−0,38	−0,64	−0,76	0,51	0,10	−0,56	−0,56	13,71	1,54
Fe_2O_3	−0,18	−0,14		−0,07	0,03	0,08	0,14	−0,46	−0,03	−0,24	3,96	1,65
FeO	−0,26	−0,38	−0,07		0,52	0,00	−0,13	−0,11	−0,13	0,04	2,73	1,25
MgO	−0,63	−0,64	0,03	0,52		0,09	−0,55	−0,44	0,04	0,13	5,47	2,77
CaO	−0,79	−0,76	0,08	0,00	0,09		−0,40	0,21	0,86	0,45	5,51	2,60
Na_2O	0,51	0,51	0,14	−0,13	−0,55	−0,40		−0,01	−0,53	−0,24	2,32	1,37
K_2O	0,17	0,10	−0,46	−0,11	−0,44	0,21	−0,01		0,41	0,13	4,11	1,85
CO_2	−0,64	−0,56	−0,03	−0,13	0,04	0,86	−0,53	0,41		0,21	4,90	3,71
P_2O_5	−0,41	−0,56	−0,24	0,04	0,13	0,45	−0,24	0,13	0,21		0,94	0,62
$\overline{X}$	52,43	13,71	3,94	2,73	5,46	5,53	2,31	4,15	4,93	0,94		
S	5,50	1,66	1,74	1,35	3,06	2,80	1,52	1,98	3,95	0,65		
V	10,5	12,1	44,2	49,4	56,0	50,6	65,8	47,7	80,1	69,1		

* Здесь и в последующих аналогичных таблицах для сравнения приведены парные коэффициенты корреляции (r), средние значения ($\overline{X}$) и стандартные отклонения (S) породообразующих окислов в выборках, рассчитанные методом «частных средних» (правая верхняя часть матрицы), и те же параметры, рассчитанные обычным способом в натуральном масштабе (левая нижняя часть матрицы). Последние и используются в работе для анализа результатов, поэтому для них приводится еще одна дополнительная характеристика V — коэффициент вариации.

Таблица 4.7

Средние, стандарты и коэффициенты корреляции породообразующих окислов в породной группе 1 ($n=58$)

Окисел	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	CO_2	P_2O_5	$\overline{X}$	S
SiO_2		−0,38	−0,39	−0,77	0,09	−0,40	0,08	0,07	−0,08	0,38	43,46	3,56
Al_2O_3	−0,40		0,18	0,14	−0,82	0,61	0,18	0,04	0,10	−0,58	18,34	2,82
Fe_2O_3	−0,38	0,22		0,05	−0,17	0,22	0,22	−0,21	−0,15	−0,28	5,17	1,44
FeO	−0,77	0,12	0,01		0,08	0,10	−0,07	0,00	−0,07	−0,35	5,76	1,39
MgO	0,10	−0,80	−0,25	0,12		−0,64	−0,28	−0,03	−0,25	0,48	9,18	2,68
CaO	−0,44	0,62	0,25	0,11	−0,65		0,37	−0,53	0,17	−0,29	5,03	2,38
Na_2O	0,11	0,19	0,19	−0,13	−0,34	0,38		−0,58	−0,30	0,03	1,43	0,62
K_2O	0,15	0,05	−0,16	−0,06	−0,03	−0,54	−0,52		0,13	−0,07	4,07	1,12
CO_2	−0,16	0,12	−0,04	−0,03	−0,25	0,22	−0,23	−0,02		−0,13	1,15	0,74
P_2O_5	0,41	−0,54	−0,30	−0,37	0,42	−0,30	0,05	−0,01	−0,13		0,40	0,42
$\overline{X}$	43,45	18,34	5,17	5,77	9,20	5,01	1,43	4,07	1,15	0,40		
S	3,58	2,72	1,43	1,38	2,70	2,50	0,61	1,12	0,74	0,42		
V	8,2	14,8	27,7	23,9	29,3	50,0	42,1	27,5	64,3	105,0		

Таблица 4.8

Средние, стандарты и коэффициенты корреляции породообразующих окислов в породной группе 2 (n=48)

Окисел	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	CO_2	P_2O_5	$\overline{X}$	S
SiO_2	—	—0,45	—0,84	—0,39	—0,89	—0,04	0,44	0,68	—0,88	—0,29	44,23	6,97
Al_2O_3	—0,39	—	0,54	0,33	0,31	—0,63	—0,49	0,06	0,34	—0,36	16,51	1,97
Fe_2O_3	—0,83	0,48	—	0,46	0,72	—0,24	—0,48	—0,55	0,70	0,02	7,83	2,06
FeO	—0,34	0,27	0,41	—	0,33	—0,22	—0,45	—0,34	0,30	0,07	2,65	0,96
MgO	—0,89	0,24	0,71	0,29	—	—0,04	—0,52	—0,83	0,90	0,34	11,29	4,41
CaO	—0,12	—0,59	—0,18	—0,19	0,03	—	0,53	—0,09	0,01	0,52	1,63	1,34
Na_2O	0,38	—0,48	—0,43	—0,41	—0,47	0,54	—	0,37	—0,55	0,30	0,06	0,05
K_2O	0,65	0,14	—0,53	—0,33	—0,82	—0,11	0,33	—	—0,74	—0,41	3,86	1,41
CO_2	—0,87	0,31	0,69	0,28	0,89	0,06	—0,54	—0,71	—	0,17	8,29	1,60
P_2O_5	—0,27	—0,42	0,00	0,02	0,32	0,55	0,38	—0,40	0,12	—	0,47	0,27
$\overline{X}$	44,15	16,52	7,86	2,66	11,35	1,64	0,06	3,84	8,32	0,47		
S	6,81	1,89	1,98	0,92	4,29	1,36	0,05	1,39	1,66	0,27		
V	15,4	11,4	25,2	34,6	37,8	82,9	83,3	36,2	19,9	57,4		

Таблица 4.9

Средние, стандарты и коэффициенты корреляции породообразующих окислов в породной группе 3 (n=82)

Окисел	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	CO_2	P_2O_5	$\overline{X}$	S
SiO_2	—	—0,26	—0,39	—0,18	—0,74	0,02	0,26	0,46	—0,01	—0,11	43,10	5,97
Al_2O_3	—0,31	—	0,40	—0,31	—0,22	—0,41	—0,17	0,53	—0,15	—0,38	15,85	2,36
Fe_2O_3	—0,38	0,34	—	—0,58	0,14	—0,37	—0,26	—0,05	—0,01	—0,04	7,88	2,99
FeO	—0,18	—0,24	—0,55	—	0,30	0,20	0,14	—0,44	—0,11	—0,12	3,50	2,03
MgO	—0,77	—0,13	0,17	0,27	—	—0,03	—0,15	—0,84	—0,26	0,27	13,33	4,01
CaO	0,06	—0,40	—0,37	0,17	—0,07	—	0,12	—0,12	0,62	0,60	1,77	1,24
Na_2O	0,35	—0,15	—0,34	0,12	—0,25	0,12	—	0,22	0,04	—0,00	0,16	0,09
K_2O	0,50	0,47	—0,03	—0,40	—0,83	—0,10	0,32	—	0,13	—0,29	3,87	1,38
CO_2	0,06	—0,17	—0,04	—0,17	—0,31	0,61	0,04	0,14	—	0,28	1,34	1,05
P_2O_5	—0,12	—0,36	—0,06	—0,13	0,26	0,57	—0,07	—0,30	0,25	—	0,53	0,39
$\overline{X}$	43,12	15,84	7,90	3,49	13,34	1,77	0,16	3,86	1,34	0,53		
S	6,23	2,31	2,95	2,10	4,03	1,17	0,09	1,42	1,04	0,40		
V	14,4	14,6	37,3	60,2	30,2	66,1	56,2	36,8	77,6	75,5		

Таблица 4.1

Средние, стандарты и коэффициенты корреляции породообразующих окислов в породной группе 12 (n=14)

Окисел	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	CO_2	P_2O_5	$\overline{X}$	S
SiO_2	—	0,72	—0,01	0,17	—0,49	—0,75	0,10	0,73	—0,89	0,00	38,74	10,03
Al_2O_3	0,67	—	0,17	0,69	0,10	—0,95	0,07	0,46	—0,89	—0,50	8,93	3,40
Fe_2O_3	—0,03	0,17	—	0,31	0,01	—0,09	—0,19	—0,12	—0,17	—0,01	4,54	2,21
FeO	0,09	0,69	0,34	—	0,38	—0,63	0,12	—0,02	—0,45	—0,71	2,65	1,52
MgO	—0,50	0,17	0,03	0,45	—	—0,14	—0,24	—0,61	0,14	—0,68	9,14	5,37
CaO	—0,72	—0,95	—0,08	—0,60	—0,19	—	0,00	—0,43	0,91	0,54	13,58	6,27
Na_2O	0,06	0,05	—0,16	0,10	—0,19	0,03	—	0,13	0,08	—0,07	1,03	0,37
K_2O	0,70	0,34	—0,17	—0,15	—0,65	—0,32	0,09	—	—0,51	0,15	2,65	1,28
CO_2	—0,87	—0,87	—0,17	—0,41	0,11	0,89	0,12	—0,42		0,19	7,84	7,92
P_2O_5	0,08	—0,49	—0,03	—0,71	—0,72	0,52	—0,07	0,25	0,14	—	5,21	2,17
$\overline{X}$	38,87	9,04	4,57	2,70	9,19	13,42	1,03	2,67	7,66	5,17		
S	9,85	3,22	2,17	1,51	5,65	6,04	0,37	1,27	7,76	2,29		
V	25,3	35,6	47,5	55,9	61,5	45,0	35,9	47,6	101,3	44,3		

Таблица 4.11

Средние, стандарты и коэффициенты корреляции породообразующих окислов в породной группе 11 (n=37)

Окисел	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	CO_2 (п.п.п.)	P_2O_5	$\overline{X}$	S
SiO_2	—	0,11	—0,07	0,23	—0,63	—0,34	0,02	0,68	—0,35	—0,05	38,26	6,99
Al_2O_3	0,12	—	0,55	0,26	0,15	—0,77	—0,19	0,40	—0,58	—0,59	8,70	3,66
Fe_2O_3	—0,07	0,55	—	0,05	0,30	—0,65	—0,23	0,02	—0,47	—0,31	6,56	3,02
FeO	0,25	0,27	0,12	—	—0,06	—0,34	—0,03	0,11	—0,50	—0,03	2,18	1,14
MgO	—0,64	0,09	0,24	—0,05	—	—0,30	—0,03	—0,62	—0,24	—0,17	15,13	6,00
CaO	—0,34	—0,74	—0,64	—0,40	—0,26	—	0,21	—0,29	0,76	0,56	10,09	5,32
Na_2O	—0,01	—0,17	—0,31	—0,07	—0,06	0,27	—	0,17	—0,24	0,42	0,14	0,07
K_2O	0,66	0,41	0,01	0,06	—0,65	—0,25	0,18	—	—0,23	—0,23	1,62	1,31
CO_2	—0,33	—0,55	—0,43	—0,53	—0,22	0,73	—0,18	—0,18	—	0,08	6,48	6,11
P_2O_5	—0,07	—0,56	—0,27	—0,05	—0,17	0,57	0,35	—0,25	0,07	—	4,18	1,79
$\overline{X}$	38,29	8,75	6,60	2,20	15,10	10,02	0,14	1,63	6,43	4,16		
S	7,03	3,67	3,14	1,19	6,21	5,37	0,07	1,35	5,83	1,90		
V	18,4	41,9	47,6	54,1	41,1	53,6	50,0	82,8	90,7	45,7		

Таблица 4.12

Средние, стандарты и коэффициенты корреляции породообразующих окислов в породной группе 5 (n=12)

Окисел	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	CO_2	P_2O_5	$\overline{X}$	S
SiO_2	———	0,06	—0,07	0,25	—0,52	—0,48	—0,00	0,39	—0,43	0,02	39,24	5,72
Al_2O_3	0,10	———	0,32	0,42	—0,34	—0,33	—0,42	—0,18	—0,21	0,18	6,48	2,34
Fe_2O_3	—0,07	0,31	———	0,27	0,06	—0,31	—0,27	—0,34	—0,29	—0,39	4,17	2,22
FeO	0,21	0,39	0,28	———	—0,35	—0,35	—0,36	—0,16	—0,30	—0,25	1.79	0,72
MgO	—0,54	—0,42	0,05	—0,34	———	—0,25	—0,18	—0,09	0,00	—0,14	15,82	4,99
CaO	—0,48	—0,25	—0,30	—0,31	—0,24	———	0,59	—0,16	0,45	0,21	10,52	4,95
Na_2O	0,03	—0,31	—0,24	—0,34	—0,18	0,54	———	0.59	—0,32	0,08	0,12	0,09
K_2O	0,42	—0,11	—0,33	—0,17	—0,13	—0,16	0,63	———	—0,51	—0,01	1,85	1,56
CO_2	—0,43	—0,22	—0,29	—0,24	0,01	0,44	—0,40	—0,56	———	0,15	13,20	3,60
P_2O_5	—0,01	0,19	—0,37	—0,28	—0,15	0,26	0,14	0,04	0,13	———	1,37	0,54
$\overline{X}$	39,35	6.51	4,16	1,78	15,74	10,50	0,12	1,89	13,15	1,38		
S	5,95	2,35	2,15	0,73	5,42	4,77	0,09	1,58	3,81	0,55		
V	15,1	36,1	51,7	41,0	34,4	45,4	75,0	83,6	29,0	39,8		

Наибольшее сходство устанавливается между средними содержаниями окислов в породной группе 1 и шонкинитах массива Инагли. При одинаковом преобладании калия над натрием примерно в три раза содержания Fe_2O_3, FeO, MgO и Na_2O статистически не различимы. В породах 1-й породной группы незначительно понижены средние содержания SiO_2 и K_2O. Но самые главные отличия, устанавливаемые с высокой достоверностью,— это повышенное содержание Al_2O_3 и резко пониженные содержания CaO. Подобные отличия устанавливаются и при сравнении с шонкинитами якокутского комплекса (группа $б_3^2$), хотя в них в сравнении с группой 1 больше Na_2O. Отличия породных групп 2 и 3 от эталонов шонкинитового состава те же, что и в группе 1, но более резко выражены. Таким образом, избыток алюминия и недостаток кальция как главные и некоторый недостаток щелочей и фосфора как дополнительные петрохимические особенности отличают меташонкиниты Селигдара от эталонных образцов.

Метамиссуриты. На петрохимической диаграмме породная группа 12 занимает промежуточное положение между естественными группами «б» и «в» якокутского комплекса, оказываясь все же ближе к группе «в» — их доверительные интервалы пересекаются.

Сравнение средних (табл. 4.10) показало, что 12-я породная группа содержит несколько меньше FeO, SiO_2 и K_2O и значительно больше (это уже руда) P_2O_5. Средние содержания других окислов не различаются. Средний состав миссурита по Дэли попадает внутрь доверительных интервалов средних значений породной группы 12. Каких-либо резких петрохимических аномалий в этой группе не замечено. Как и в предыдущих группах Селигдарского рудного тела, состав 12-й группы отличается пониженной щелочностью и повышенной ролью полевошпатовой извести. Однако значение этой, хотя и немногочисленной, породной группы для генетических построений велико. Оно состоит в том, что средний состав группы, отличаясь лишь меньшим содержанием калия от миссуритов по Дэли, т. е. являясь, по существу, полным аналогом интрузивной породы без заметного замещения карбонатом, содержит апатит в рудном количе-

стве. Это некарбонатный тип руды, который до сих пор еще никем не выделялся.

Метаперидотиты. В эту разновидность квазиинтрузивных пород Селигдарского рудного тела попадают 11-я и 5-я породные группы (табл 4.11 и 4.12). С ними могут сопоставляться породные группы «в» якокутского комплекса. Различия с этим эталоном больше для группы 11, нежели для группы 5. Первая отличается несколько меньшим содержанием кремнекислоты, закисного железа и щелочей и несколько большим содержанием Al_2O_3 и P_2O_5, а вторая — лишь меньшим содержанием железа и калия и большим содержанием P_2O_5. Отмеченные различия в средних содержаниях породообразующих окислов, кроме различий в содержании P_2O_5, по модулю весьма невелики и не сохраняются при увеличении достоверности до 99%. Лишь факт повышенного содержания в этих породах P_2O_5, особенно в группе 11, относящейся к рудному комплексу, весьма устойчив. Группа 11 — вторая породная группа базитового состава, содержащая в рудных количествах P_2O_5 без существенного присутствия карбонатного вещества.

На петрохимической диаграмме хорошо проявлены главные петрохимические отличия породных групп Селигдара от эталонных щелочных комплексов Алдана — нехватка щелочей, в результате чего они имеют заниженные значения характеристик *a* и повышенные *c*.

Главные закономерности, выявленные в результате проведенного петрохимического сравнения квазиинтрузивных породных групп с щелочно-базитовыми эталонами, сводятся к следующему.

1. Подобно инаглинской и якокутской петрохимическим сериям, квазиинтрузивные породные группы Селигдара на петрохимической диаграмме формируют похожую на эталонные петрохимическую последовательность — от метаперидотитов (5-я и 11-я группы) к метамиссуритам (12-я группа), меташонкинитам (1, 2, и 3-я группы) и дайкам.

2. Последовательность квазиинтрузивных и дайковых пород Селигдара параллельна эталонным последовательностям, но смещена относительно них в сторону меньшей щелочности и большей анортитовости полевошпатовой части породы. Это дает основание предложить гипотезу о возможном наличии на Алданском щите третьего (кроме инаглинского и арбарастахского) менее щелочного формационного типа щелочно-базитовых комплексов (если, естественно, гипотеза об интрузивной природе названных породных групп Селигдара найдет подтверждение и развитие в других областях петрологии).

3. В состав квазиинтрузивного комплекса Селигдара входят породные группы с чертами аномальности их состава — резкой пересыщенности Al_2O_3 и нехватки CaO и P_2O_5.

4. Ряд породных групп Селигдара, по составу сопоставимых с типичными представителями калиевых базитов, содержат в повышенных концентрациях P_2O_5 вплоть до промышленных (11-я и 12-я породные группы).

Вполне вероятно, что 3-я и 4-я особенности являются разными следствиями одного и того же процесса диффузионной дифференциации магмы, пересыщенной углекислотой. Возможность такого механизма дифференциации обсуждалась, в частности, Л. Л. Перчуком на примере базальтоидных магм. Им допускается, что «...вследствие ограниченной растворимости углекислоты в силикатных расплавах, повышение ее парциального давления в системе неизменно должно привести к расслоению..., появлению множества капель карбонатного флюида, состоящего из CO_2, H_2O и, по-видимому, щелочей. Сродство CO_2 к Ca... должно привести к экстрагированию Ca из силикатного расплава в карбонатный флюид, что в принципе и дает расслоение системы на карбонатную жидкость и обедненный кальцием алюмосиликат [Перчук, 1971, с. 73]. Добавим к этому, что если алюмосиликатная часть оформляется в породу, как правило, на магматической стадии, то карбонатная может присутствовать или отсутствовать

в магматических образованиях, но главным образом формируется на постмагматической стадии.

Поведение фосфора при реализации модели диффузионной дифференциации будет обсуждаться ниже, здесь же хочется сделать акцент на таком петрологическом факте, как ассоциация в рудном теле Селигдарского месторождения пересыщенных алюминием меташонкинитов с апатитовыми карбонатно-силикатными и карбонатными породами, могущими, согласно модельным представлениям, считаться комплементарными друг к другу. Их нахождение как в ассоциации, так и порознь должно считаться важным поисковым признаком на апатит селигдарского типа.

Силикатно-доломитовые метасоматиты

Сюда отнесены 10, 4, 9, 13 и 16-я породные группы (табл. 4.13—4.17). Метасоматитами эти породы могут быть названы потому, что похожи на аналогичные породы в других месторождениях, которым приписывается метасоматическое происхождение, и непохожи на породы магматического либо осадочного генезиса. Естественно, в той же мере, как и все силикатно-карбонатные породы карбонатитовых комплексов могут быть и магматическими образованиями, в той же мере нужно признавать возможность интрузивного возникновения силикатно-карбонатных пород Селигдара. Однако простым сопоставлением химизма эту проблему не решить и в дальнейшем изложении мы попытаемся отыскать генетически информативные аргументы.

Простое сравнение средних (см. табл. 4.2) показывает, что составы отнесенных сюда породных групп резко отличаются от квазиинтрузивных пород пониженным содержанием алюмосиликатной части и резко повышенным содержанием CaO и сохраняют петрохимические тенденции квазиинтрузивного комплекса: общее содержание щелочей, глинозема, кремнекислоты и общее содержание железа падают с увеличением в породах средних значений CaO и CO_2. Содержания MgO не изменяются, они неотличимы в породных группах квазиинтрузивного и силикатно-карбонатного комплексов.

Содержание P_2O_5 не связано с изменением химизма пород, и так же как и в квазиинтрузивном комплексе, встречаются группы околорудного (породная группа 4) и рудного комплексов. Зато отсутствуют группы вмещающих пород и есть группы из комплекса богатых руд. Еще одна петрохимическая тенденция, совпадающая с такой же тенденцией квазиинтрузивных пород,— уменьшение отношения K_2O/Na_2O по мере уменьшения общего содержания щелочей.

Доломитовые метасоматиты

Попадающие сюда породные группы 6, 7 и 17 (табл. 4.18—4.20) вполне достоверно отличаются низким содержанием кремнекислоты (3—6%) от силикатно-доломитовых метасоматитов ($\approx$20%) и квазиинтрузивных пород ($\geqslant$38%) и высоким содержанием CaO (30—40% против 20—28% в силикатно-доломитовых метасоматитах и $<$10% в квазиинтрузивных породах). Все петрохимические тенденции, характерные для квазиинтрузивных пород и силикатно-карбонатных метасоматитов, в той либо иной мере проявлены и здесь. Отличие лишь в несколько большей натровости, в результате чего в доломитовых метасоматитах натрий преобладает над калием (см. табл. 4.2). Содержание магния в разных породных группах колеблется так же, как и в породных группах квазиинтрузивных пород и силикатно-доломитовых метасоматитов, в пределах от $\approx$10 до 16%.

Средние составы доломитовых метасоматитов сопоставимы со средними составами карбонатитов хлорит-серицит-анкеритовой фации по

Таблица 4.13

Средние, стандарты и коэффициенты корреляции породообразующих окислов в породной группе 10 (n=62)

Окисел	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	CO_2	P_2O_5	$\bar{X}$	S
SiO_2	—	0,43	0,35	0,57	0,22	—0,62	—0,08	0,06	—0,74	0,08	20,40	5,80
Al_2O_3	0,46	—	0,32	0,61	0,49	—0,77	—0,21	0,13	—0,52	—0,39	4,32	2,62
Fe_2O_3	0,35	0,40	—	0,15	0,51	—0,62	0,06	—0,20	—0,61	0,08	4,57	2,57
FeO	0,55	0,63	0,19	—	0,37	—0,60	—0,03	—0,07	—0,61	—0,10	1,19	0,83
MgO	0,23	0,51	0,57	0,39	—	—0,78	0,00	—0,41	—0,53	—0,23	14,93	4,41
CaO	—0,64	—0,80	—0,66	—0,61	—0,79	—	0,18	0,12	0,67	0,27	22,02	6,01
Na_2O	—0,10	—0,22	0,05	—0,01	0,02	0,17	—	—0,13	—0,24	0,37	0,16	0,09
K_2O	0,01	0,04	—0,29	—0,13	—0,46	0,19	—0,16	—	0,17	—0,19	0,74	0,42
CO_2	—0,72	—0,55	—0,67	—0,62	—0,58	0,72	—0,18	0,28	—	—0,26	21,80	9,31
P_2O_5	0,04	—0,39	0,10	—0,09	—0,19	0,24	0,34	—0,24	—0,22	—	4,96	2,07
$\bar{X}$	20,45	4,32	4,58	1,19	14,91	22,00	0,16	0,74	21,77	4,96		
S	5,59	2,54	2,54	0,81	4,56	6,07	0,08	0,45	9,12	2,12		
V	27,3	58,8	55,4	68,1	30,6	27,6	50,0	60,8	41,9	42,7		

Таблица 4.14

Средние, стандарты и коэффициенты корреляции породообразующих окислов в породной группе 4 (n=15)

Окисел	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	CO_2	P_2O_5	$\bar{X}$	S
SiO_2	—	0,04	—0,42	0,50	0,40	—0,88	—0,26	—0,18	—0,95	0,18	22,24	12,80
Al_2O_3	0,07	—	0,71	0,39	0,10	—0,19	—0,29	0,88	—0,11	0,01	0,45	0,61
Fe_2O_3	—0,34	0,75	—	0,27	—0,07	0,22	—0,19	0,83	0,35	0,01	1,12	1,20
FeO	0,51	0,39	0,30	—	0,33	—0,60	—0,60	0,24	—0,40	0,05	0,65	0,25
MgO	0,32	0,11	0,01	0,28	—	—0,77	0,21	—0,14	—0,44	—0,11	11,99	5,82
CaO	—0,85	—0,23	0,12	—0,60	—0,74	—	0,15	0,09	0,86	—0,11	27,69	11,52
Na_2O	—0,28	—0,27	—0,19	—0,62	0,24	0,15	—	—0,14	0,01	—0,03	0,07	0,08
K_2O	—0,11	0,90	0,83	0,26	—0,10	0,01	—0,13	—	0,07	0,20	0,09	0,11
CO_2	—0,94	—0,16	0,26	—0,39	—0,36	0,83	0,02	—0,03	—	—0,14	32,21	5,17
P_2O_5	0,26	0,07	0,02	0,15	—0,02	—0,21	—0,04	0,23	—0,23	—	1,56	0,38
$\bar{X}$	22,12	0,46	1,14	0,65	12,04	27,68	0,06	0,09	32,27	1,55		
S	11,29	0,57	1,12	0,24	5,44	10,26	0,08	0,11	4,56	0,36		
V	51,0	123,0	98,2	36,9	45,2	37,1	133,3	122,2	14,1	23,2		

Таблица 4.15

Средние, стандарты и коэффициенты корреляции породообразующих окислов в породной группе 9 ($n=180$)

Окисел	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	CO_2	P_2O_5	$\overline{X}$	S
SiO_2	—	−0,21	−0,04	0,02	−0,42	−0,64	−0,12	−0,24	−0,60	0,06	17,82	4,79
Al_2O_3	−0,19	—	0,39	0,17	0,20	−0,15	0,30	0,82	−0,21	0,18	0,36	0,32
Fe_2O_3	0,01	0,47	—	0,00	0,26	−0,32	0,26	0,33	−0,53	0,27	1,83	1,61
FeO	0,11	0,10	−0,03	—	−0,01	−0,09	−0,14	0,16	−0,06	0,03	0,66	0,38
MgO	−0,42	0,21	0,25	−0,03	—	−0,24	0,06	0,12	0,26	−0,37	14,35	1,92
CaO	−0,64	−0,18	−0,39	−0,14	−0,26	—	−0,08	−0,09	0,53	0,06	26,55	2,40
Na_2O	−0,16	0,36	0,30	−0,14	0,12	−0,07	—	0,51	−0,33	0,41	0,10	0,07
K_2O	−0,21	0,80	0,39	0,04	0,13	−0,11	0,60	—	−0,22	0,31	0,12	0,09
CO_2	−0,63	−0,26	−0,59	−0,07	0,24	0,58	−0,32	−0,28	—	−0,66	31,61	3,84
P_2O_5	0,07	0,19	0,30	−0,01	−0,37	0,05	0,39	0,32	−0,63	—	4,49	1,52
$\overline{X}$	17,82	0,36	1,84	0,66	14,35	26,54	0,10	0,12	31,60	4,49		
S	4,85	0,35	1,63	0,38	1,98	2,55	0,07	0,10	3,91	1,50		
V	27,2	97,2	88,6	57,6	13,8	9,6	70,0	83,3	12,4	33,4		

Таблица 4.16

Средние, стандарты и коэффициенты корреляции породообразующих окислов в породной группе 13 ($n=17$)

Окисел	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	CO_2	P_2O_5	$\overline{X}$	S
SiO_2	—	0,52	−0,01	−0,07	−0,42	−0,56	−0,21	−0,30	−0,34	0,12	36,17	5,48
Al_2O_3	0,55	—	0,37	−0,29	−0,39	−0,27	0,25	0,50	−0,44	0,36	0,53	0,40
Fe_2O_3	0,02	0,38	—	−0,20	0,29	−0,51	0,73	0,21	−0,71	0,40	3,32	2,80
FeO	−0,04	−0,27	−0,17	—	−0,02	−0,00	0,32	0,06	−0,21	0,22	0,77	0,35
MgO	−0,38	−0,37	0,25	0,04	—	−0,42	0,03	−0,11	−0,18	−0,16	10,78	3,78
CaO	−0,57	−0,30	−0,51	−0,07	−0,43	—	−0,10	0,25	0,64	−0,10	19,95	2,98
Na_2O	−0,18	0,25	0,75	0,32	0,03	−0,14	—	0,47	−0,69	0,58	0.09	0,06
K_2O	−0,30	0,47	0,18	0,05	−0,07	0,22	0,42	—	−0,26	0,47	0,14	0,11
CO_2	−0,36	−0,44	−0,71	−0,26	−0,22	0,68	−0,69	−0,23	—	−0,72	20,77	5,75
P_2O_5	0,12	0,35	0,41	0,21	−0,19	−0,09	0,57	0,42	−0,67	—	4,80	2,59
$\overline{X}$	36,01	0,53	3,28	0,78	10,82	20,02	0,09	0,14	20,83	4,80		
S	5,78	0,41	2,96	0,37	4,11	3,25	0,07	0,12	6,06	2,58		
V	16,0	77,4	90,2	47,4	38,0	16,2	77,8	85,7	29,1	53,7		

Таблица 4.17

Средние, стандарты и коэффициенты корреляции породообразующих окислов в породной группе 16 (n=29)

Окисел	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	CO_2	P_2O_5	$\overline{X}$	S
SiO_2	—	0,12	—0,35	0,46	—0,49	—0,73	—0,60	0,31	—0,29	—0,51	18,42	8,86
Al_2O_3	0,14	—	0,23	0,43	—0,38	—0,28	—0,20	0,69	—0,18	—0,22	1,42	0,79
Fe_2O_3	—0,36	0,20	—	—0,15	0,02	—0,24	—0,17	—0,12	0,25	—0,31	7,53	4,37
FeO	0,50	0,47	—0,17	—	—0,30	—0,44	—0,45	0,38	—0,19	—0,36	0,78	0,53
MgO	—0,45	—0,44	—0,02	—0,32	—	0,15	0.28	—0,15	—0,08	0,06	10,48	3,45
CaO	—0,73	—0,26	—0,21	—0,45	0,14	—	0,72	—0,31	0,12	0,83	28,76	4,41
Na_2O	—0,60	—0,20	—0,15	—0,47	0,27	0,73	—	—0,15	0,02	0,63	0,24	0,05
K_2O	0,34	0,70	—0,12	0,45	—0,22	—0,32	—0,16	—	—0,47	—0,22	0,34	0,20
CO_2	—0,31	—0,19	0,30	—0,22	—0,04	0,10	—0,00	—0,46	—	—0,12	10,91	3,21
P_2O_5	—0,50	—0,17	—0,31	—0,35	0,05	0,83	0,63	—0,20	—0,18	—	15,29	2,99
$\overline{X}$	18,28	1,42	7,60	0,77	10,50	28,79	0,24	0,34	10,97	15,31		
S	9,30	0,83	4,72	0,54	3,77	4,61	0,05	0,21	3,33	3,13		
V	50,9	58,4	62,1	70,1	35,9	16,0	20,8	61,8	30,3	20,4		

Таблица 4.18

Средние, стандарты и коэффициенты корреляции породообразующих окислов в породной группе 6 (n=315)

Окисел	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	CO_2	P_2O_5	$\overline{X}$	S
SiO_2	—	0,43	0,17	0,25	—0,48	—0,30	—0,42	0,23	—0,38	0,09	3,51	2,61
Al_2O_3	0,46	—	0,36	0,17	—0,32	—0,20	—0,03	0,46	—0,39	0,13	0,35	0,37
Fe_2O_3	0,14	0,37	—	0,19	—0,36	—0,27	0,19	0,27	—0,72	0,43	2,91	2,32
FeO	0,27	0,24	0,19	—	—0,19	—0,18	—0,16	0,17	—0,18	0,09	0,49	0,21
MgO	—0,50	—0,34	—0,37	—0,25	—	—0,34	0,20	—0,33	0,57	—0,50	16,74	1,99
CaO	—0,29	—0,20	—0,22	—0,12	—0,34	—	0,00	—0,07	0,13	0,19	30,89	2,22
Na_2O	—0,42	—0,01	0,23	—0,16	0,18	—0,00	—	0,13	—0,28	0,34	0,18	0,07
K_2O	0,24	0,47	0,25	0,22	—0,31	—0,07	0,17	—	—0,30	0,20	0,15	0,07
CO_2	—0,38	—0,42	—0,73	—0,18	0,58	0,11	—0,32	—0,32	—	—0,74	36,19	3,28
P_2O_5	0,09	0,12	0,44	0,10	—0,48	0,20	0,37	0,21	—0,73	—	5,26	1,69
$\overline{X}$	3,52	0,35	2,91	0,49	16,74	30,88	0,18	0,15	36,18	5,26		
S	2,59	0,36	2,30	0,21	1,99	2,16	0,07	0,07	3,19	1,66		
V	73,6	102,9	79,0	42,9	11,9	7,0	38,9	46,7	8,8	31,6		

Таблица 4.19

Средние, стандарты и коэффициенты корреляции породообразующих окислов в породной группе 7 (n=25)

Окисел	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	CO_2	P_2O_5	$\overline{X}$	S
SiO_2	—	0,73	0,37	0,23	0,14	—0,46	—0,58	—0,46	—0,34	0,02	4,96	2,53
Al_2O_3	0,72	—	0,42	0,48	0,46	—0,72	—0,78	—0,52	—0,26	—0,09	1,22	0,81
Fe_2O_3	0,29	0,34	—	0,49	0,04	—0,55	—0,33	—0,32	—0,84	0,49	5,67	5,30
FeO	0,23	0,49	0,42	—	0,51	—0,69	—0,50	—0,49	—0,40	0,05	0,57	0,41
MgO	0,10	0,43	0,01	0,54	—	—0,82	—0,59	—0,45	0,25	—0,25	13,29	4,51
CaO	—0,40	—0,67	—0,48	—0,71	—0,84	—	0,79	0,55	0,25	0,00	32,91	6,97
Na_2O	—0,57	—0,77	—0,26	—0,53	—0,60	0,79	—	0,45	0,13	0,20	0,42	0,26
K_2O	—0,45	—0,56	—0,29	—0,49	—0,45	0,55	0,47	—	0,37	—0,17	0,36	0,20
CO_2	—0,34	—0,21	—0,81	—0,33	0,28	0,17	0,10	0,35	—	—0,64	30,60	4,23
P_2O_5	—0,06	—0,23	0,40	—0,09	—0,33	0,15	0,31	—0,05	—0,56	—	6,44	1,84
$\overline{X}$	4,91	1,22	5,75	0,58	13,32	32,86	0,42	0,36	30,56	6,45		
S	2,38	0,79	4,81	0,39	4,64	6,79	0,26	0,20	4,01	1,68		
	48,5	64,7	83,6	67,2	34,8	20,7	61,9	55,5	13,1	26,0		

Таблица 4.20

Средние, стандарты и коэффициенты корреляции породообразующих окислов в породной группе 17 (n=33)

Окисел	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	CO_2	P_2O_5	$\overline{X}$	S
SiO_2	—	0,21	—0,19	—0,07	0,24	—0,56	—0,61	—0,45	—0,54	0,15	6,41	4,69
Al_2O_3	0,14	—	0,44	—0,03	0,49	—0,48	—0,43	—0,27	—0,49	0,32	0,74	0,49
Fe_2O_3	—0,24	0,38	—	0,10	0,28	—0,31	—0,06	0,06	—0,42	0,20	6,35	2,89
FeO	—0,09	—0,06	0,15	—	0,34	—0,37	—0,08	0,05	—0,05	—0,07	0,60	0,57
MgO	0,23	0,53	0,24	0,31	—	—0,88	—0,44	—0,29	—0,11	—0,04	10,18	3,55
CaO	—0,55	—0,49	—0,28	—0,34	—0,88	—	0,64	0,39	0,40	—0,11	34,83	6,07
Na_2O	—0,56	—0,36	—0,05	—0,06	—0,43	0,61	—	0,63	0,46	—0,33	0,35	0,22
K_2O	—0,41	—0,28	0,07	0,09	—0,25	0,34	0,65	—	0,24	—0,21	0,24	0,15
CO_2	—0,49	—0,42	—0,41	—0,08	—0,07	0,37	0,36	0,20	—	—0,74	24,35	3,27
P_2O_5	0,04	0,30	0,22	—0,03	—0,08	—0,05	—0,20	—0,19	—0,71	—	12,02	1,58
$\overline{X}$	6,37	0,74	6,39	0,61	10,17	34,84	0,35	0,24	24,33	12,02		
S	4,94	0,51	2,94	0,55	3,68	6,09	0,22	0,16	3,19	1,60		
V	77,5	68,9	46,0	90,2	36,2	17,5	62,9	66,7	13,1	13,3		

В. С. Самойлову [1977, с. 209—218]. Эта петрохимическая аналогия, естественно, не дает оснований проводить фациальную аналогию, так как появление доломитов именно в условиях зеленосланцевой фации характерно, вероятно, лишь для кальцитовых метасоматитов натровой линии. Тем не менее принадлежность доломитовых метасоматитов Селигдара к низкотемпературным фациям также не отвергается.

Кальцитовые метасоматиты

Они представлены лишь одной породной группой 8 (табл. 4.21). Основная часть их состава—карбонатный (~80%) и кремнекислотный (~10%)

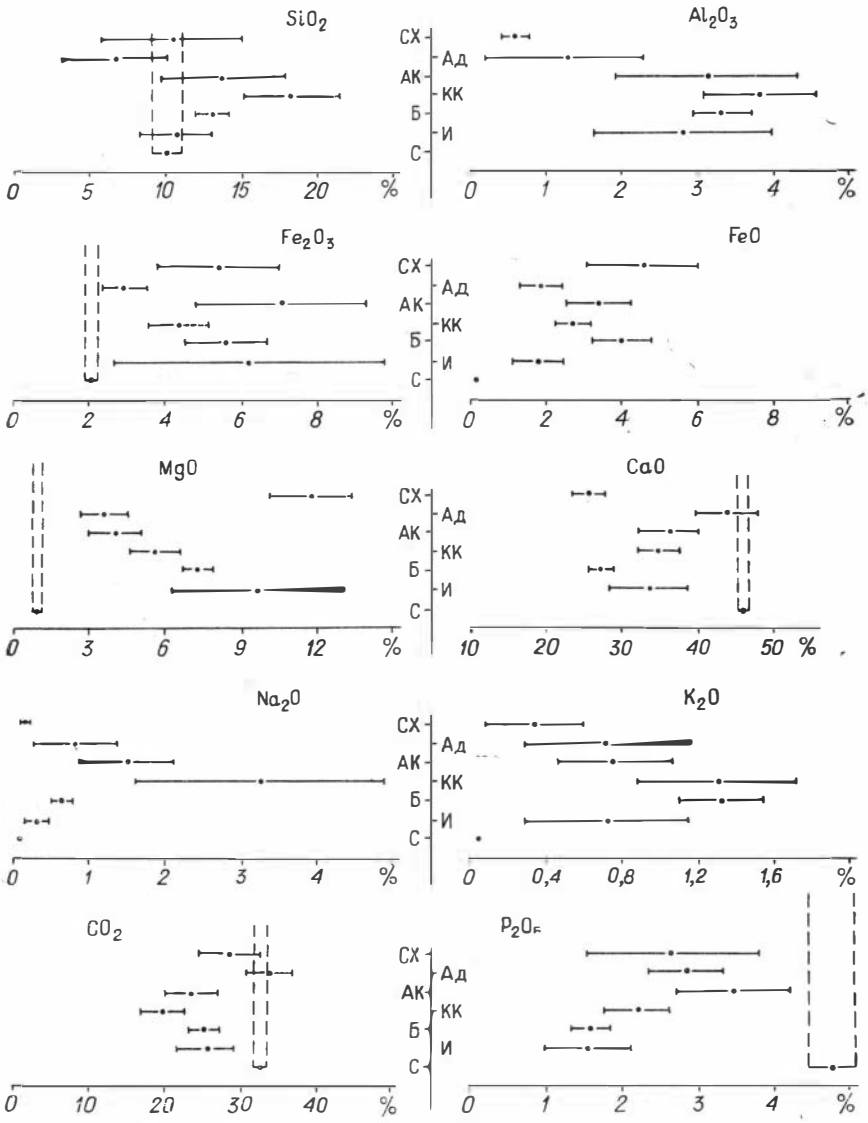


Рис. 4.11. Распределение доверительных интервалов средних значений породообразующих окислов в кальцитовых карбонатитах разных типов.

С — кальцитовые метасоматиты Селигдара ($n = 113$); И — интрузивные карбонатиты ($n = 14$ [Маршинцев, 1974]); Б — карбонатитовые брекчии ($n = 77$ [Маршинцев, 1974]); АК — породы альбит-кальцитовой фации ([Самойлов, 1977], $n = 63$); Ад — породы амфибол-доломит-кальцитовой фации ([Самойлов, 1977], $n = 30$); СХ — породы хлорит-серицит-анкеритовой фации ([Самойлов, 1977], $n = 59$); КК-породы калишпат-кальцитовой фации ([Самойлов, 1977], $n=74$).

комплексы. По соотношению щелочей это натровые породы. От наиболее распространенной группы доломитовых метасоматитов — 6-й — отличаются (отличия проверены по t-критерию) резко пониженным содержанием всех окислов, кроме SiO_2 и CaO, которых в кальцитовых метасоматитах содержится больше, нежели в доломитовых. Эта же особенность отличает селигдарские кальцитовые метасоматиты от кальцитовых карбонатитов разных фациальных типов по В. С. Самойлову [1977] и интрузивных карбонатитов Анабарского поднятия [Маршинцев, 1974].

На рис. 4.11 видно, что по содержанию Fe_2O_3, MgO, Na_2O, CO_2, Al_2O_3, K_2O кальцитовые метасоматиты Селигдара ближе всего к карбонатитам хлорит-серицит-анкеритовой фации по В. С. Самойлову, что в известной степени свидетельствует об их низкотемпературности. Из других сравниваемых комплексов кальцитовые метасоматиты по содержанию Al_2O_3, Fe_2O_3, MgO, CaO и Na_2O ближе всего к севитам комплекса Фен и карбонатным катунгитам кратера Катаве [Барт, Рамберг, 1969], но эти эталоны имеют ярко выраженный калиевый характер.

Главнейшая же особенность кальцитовых метасоматитов Селигдара — высокое содержание в них P_2O_5 и к тому же почти неотличимое от содержаний P_2O_5 в наиболее основных породных группах интрузивной и главных породных группах доломитовой серий. Это весьма существенное доказательство в пользу метасоматического генезиса кальцитовых карбонатитов. Об этом же свидетельствует и петрохимический характер контактов, что подробнее будет рассмотрено в § 4.

Апатитовые кварциты

Обе группы апатитовых кварцитов (табл. 4.22) различаются лишь содержанием апатита, а следовательно, и Fe_2O_3. Характерно преобладание калия над натрием. Среднее содержание P_2O_5 11%. Кроме кварца, апатита и доломита вычисляются нормативные ортоклаз и альбит. С петрохимической точки зрения это скорее терригенные породы, нежели метасоматиты, которые, по В. С. Самойлову [1977], обычны для карбонатитовых комплексов.

3. КОРРЕЛЯЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ ОКИСЛОВ

В пределах отдельных породных групп породообразующие окислы по-разному изменяют свои значения от пробы к пробе; те из них, которые имеют однотипный характер изменения концентраций, образуют корреляционный комплекс. Выделение корреляционных комплексов можно осуществить с помощью метода корреляционных дендрограмм-схем, отражающих наличие корреляционных комплексов и их иерархию. Выделение корреляционных комплексов на основе линейной модели в данной работе выполнено на БЭСМ-6 по программе, составленной по нашей просьбе С. Г. Михайловым (алгоритм по У. Крамбейну, М. Кауфмену, Р. Мак-Кеммону [1973]).

Имеются веские основания считать, что корреляционные комплексы породообразующих окислов пород отражают совместно мигрирующие части среды, из которой образуются породы. Для терригенных пород, у которых состав зависит от скорости перемещения разных минералов или их агрегатов, корреляционные комплексы будут отражать стехиометрию породообразующих минералов. В метасоматическом процессе вправе ожидать группировки породообразующих окислов в выносимый, привносимый и инертный комплексы. В интрузивных породах корреляционные комплексы отражают, скорее всего, совместно мигрирующие части расплава.

Таблица 4.21

Средние, стандарты и коэффициенты корреляции породообразующих окислов в породной группе 8 (n=113)

Окисел	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	CO_2	P_2O_5	$\overline{X}$	S
SiO_2	—	0,20	—0,18	0,38	—0,01	—0,92	—0,07	0,03	—0,72	0,07	9,90	5,24
Al_2O_3	0,16	—	0,30	0,02	0,09	—0,31	—0,37	—0,03	—0,17	0,19	0,17	0,10
Fe_2O_3	—0,11	0,29	—	—0,38	0,03	—0,03	—0,06	—0,03	—0,27	0,57	1,99	0,76
FeO	0,37	0,01	—0,35	—	0,10	—0,35	0,26	0,19	—0,22	—0,10	0,17	0,09
MgO	0,04	0,06	0,05	0,16	—	—0,26	0,00	0,17	0,05	—0,08	0,95	0,63
CaO	—0,92	—0,26	—0,08	—0,37	—0,30	—	0,06	—0,10	0,75	—0,20	46,71	3,08
Na_2O	—0,02	—0,40	—0,10	0,27	0,05	0,02	—	0,80	—0,31	0,28	0,10	0,07
K_2O	0,10	—0,09	—0,10	0,22	0,21	—0,15	0,79	—	—0,33	0,24	0,04	0,05
CO_2	—0,76	—0,11	—0,25	—0,26	—0,01	0,77	—0,33	—0,35	—	—0,69	32,58	3,28
P_2O_5	0,06	0,10	0,51	—0,07	—0,06	—0,17	0,30	0,24	—0,64	—	4,77	1,69
$\overline{X}$	9,90	0,17	1,99	0,17	0,95	46,71	0,10	0,04	32,58	4,77		
S	5,53	0,10	0,76	0,09	0,67	3,36	0,08	0,05	3,31	1,51		
V	56,4	58,8	38,2	52,9	70,5	7,2	80,0	125,0	10,2	31,7		

Таблица 4.22

Средние, стандарты, коэффициенты корреляции породообразующих окислов в породных группах 15 (n=18) и 14 (n=5)*

Окисел	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	CO_2	P_2O_5	$\overline{X}$	S
SiO_2	—	0,46	—0,38	0,43	—0,42	—0,88	—0,17	0,14	—0,22	—0,71	37,84	12,81
Al_2O_3	0,44	—	0,06	0,53	—0,11	—0,71	0,19	0,78	0,18	—0,65	3,09	1,83
Fe_2O_3	—0,35	0,11	—	—0,62	0,08	0,04	—0,14	0,33	0,06	0,03	6,02	3,67
FeO	0,41	0,50	—0,61	—	—0,08	—0,37	0,36	0,32	0,13	—0,37	0,78	0,45
MgO	—0,38	—0,12	0,02	—0,03	—	0,15	0,10	0,01	0,72	—0,22	1,76	3,08
CaO	—0,87	—0,70	0,01	—0,36	0,12	—	0,08	—0,48	—0,06	0,92	24,50	6,79
Na_2O	—0,21	0,14	—0,10	0,30	0,06	0,13	—	0,38	0,50	—0,05	0,25	0,12
K_2O	0,16	0,79	0,31	0,35	—0,03	—0,49	0,39	—	0,34	—0,48	1,09	0,78
CO_2	—0,19	0,15	0,04	0,12	0,68	—0,07	0,47	0,33	—	—0,39	1,11	1,51
P_2O_5	—0,71	—0,63	0,02	—0,37	—0,25	0,92	0,01	—0,49	—0,40	—	18,28	5,24
$\overline{X}$	37,19	3,12	6,09	0,78	1,80	24,38	0,25	1,10	1,12	18,15		
S	12,08	1,86	3,49	0,44	3,05	6,54	0,12	0,76	1,47	5,09		
V	32,5	59,6	57,3	56,4	169,4	26,8	48,0	69,1	131,2	28,0		
$\overline{X}$*	75,5	3,43	1,96	1,64	1,28	6,99	0,1	1,2	2,02	4,51		

Ввиду малой численности выборки приведены только средние значения ($\overline{X}$).

Идя по проторенному пути сравнения эмпирического материала с модельными представлениями и описаниями эталонных объектов, можно получить важную информацию для построения генетических гипотез. В данном случае особое значение имеет выяснение петрохимического подобия в поведении CO_2 и P_2O_5, а также установление типоморфных для магматических пород корреляционных комплексов P_2O_5 и сравнение с ними корреляционных комплексов P_2O_5 в квазиинтрузивных породах Селигдара.

Модельные и эталонные комплексы P_2O_5

Модели геохимического поведения фосфора при петрогенезисе разработаны недостаточно для целей многоплановых генетических сопоставлений, но для магматического и метасоматического процессов есть, хотя и не полные, но теоретически и эмпирически вполне обоснованные схемы.

В магматических сериях [Груза, Мызников, 1970] на поведение фосфора оказывают влияние содержания SiO_2 и Al_2O_3 (как совместно, так и порознь), сдвигающих окислительно-восстановительный потенциал пятиокиси фосфора, в результате чего с P_2O_5 могут соединяться при комплексообразовании то сильные (K), то слабые (Mg) основания. В условиях высоких содержаний SiO_2 и Al_2O_3 фосфор накапливается совместно с MgO в разностях, обедненных кремнекислотой. При низких содержаниях SiO_2 и Al_2O_3 фосфор накапливается совместно с кремнеземом и калием. Особенно отчетливо на большом фактическом материале проявлен антагонизм K_2O и MgO — коэффициенты корреляции P_2O_5 с MgO и K_2O обратно пропорциональны.

Метасоматическая модель А. А. Маракушева [Маракушев, 1968] относится к одному из редких случаев постмагматического минералообразования, когда в растворах при высокой активности фтора сохраняется высокая активность калия. По мнению этого автора, фосфор переносится в виде комплексных щелочных соединений типа

$$K,\ Na_{3-n+2m}[PO_{4-n}(F,\ Cl)_n(CO_3)_m].$$

Отсюда следует, что при геохимических условиях, аналогичных минералообразованию в апатит-флогопитовых мраморах, следует ожидать наличие щелочно-углекислых корреляционных комплексов фосфора.

В целом же для метасоматических моделей образования апатита с вполне подвижным поведением CO_2 корреляция фосфора с углекислотой должна быть устойчивым признаком. Этот же тип связей будет характерен и для магматических карбонатитов.

Таким образом, прямая или обратная корреляция фосфора с магнием для магматического и корреляция фосфора с углекислотой для магматического и метасоматического процессов могут использоваться в качестве типоморфных признаков при изучении эмпирических корреляционных комплексов. В качестве признака эндогенного генезиса может служить также комплекс P_2O_5 и FeO, отражающий тесную геохимическую связь между этими окислами на всех стадиях эндогенного минералообразования. Апатит и магнетит постоянно ассоциируют и как акцессорные, и как породообразующие, и как рудообразующие минералы в магматических, позднемагматических и контактово-метасоматических месторождениях. Для экзогенных месторождений эта связь нехарактерна.

Для подтверждения и дополнения модельных схем изучены корреляционные комплексы породообразующих окислов ряда объектов с относительно достоверными генетическими гипотезами.

Кимберлиты Якутии [Петрография..., 1964]. Корреляционные комплексы породообразующих окислов оценены на основании 106 средних составов кимберлитовых тел. Число анализов по отдельно взятому телу колеблется от 1 до 50. Авторы цитируемой монографии подразделили всю

совокупность кимберлитовых тел на базальтический (73 тела) и лампрофировый (33 тела) типы. Статистики распределений окислов в породах этих двух типов кимберлитов приведены в табл. 4.23, 4.24, иерархия корреляционных связей — на рис. 4.12, 4.13.

На обеих дендрограммах отчетливо проявлены фосфорно-кальцитовые корреляционные комплексы. С несколько меньшей, нежели принятая, достоверностью эти комплексы коррелируются с K_2O в случае лампрофировых и с Na_2O — базальтических кимберлитов. Выше отмечалось, что корреляционный комплекс P_2O_5 с CO_2 может возникнуть и при магматическом образовании карбонатитов, так что выбор магматической либо метасоматической гипотезы для изучаемых кимберлитов (если опираться лишь на корреляционные комплексы и минералогию) требует дополнительных данных, и прежде всего данных о природе кальцита в кимберлитах. Содержательная интерпретация корреляционных комплексов P_2O_5 в обоих типах позволяет считать, что лишь $\approx 10\%$ общего количества кальцита в кимберлитах связано со всем содержанием апатита либо только 10% апатита и кальцита совместно сопряжены.

По данным И. П. Илупина и др. [Петрография..., 1964], апатит в кимберлитах встречается в виде: а) мелких бипирамидальных кристалликов, рассеянных в связующей массе породы; б) радиально-лучистых скоплений вокруг оливина; в) радиально-лучистых агрегатов; г) неправильных крупных зерен ксеногенного характера. Как видно, кроме рассеянной протомагматической формы в кимберлитах встречаются формы выделения апатита, типичные для быстрой раскристаллизации апатитового вещества в парагенезисе с протомагматическими минералами.

Проблема кальцита в кимберлитах далеко не проста и должна учитывать возможность его первично-магматического, ксеногенного и постмагматического происхождения. Согласно весьма обстоятельному разбору генезиса кальцита в кимберлитах В. К. Маршинцевым [Маршинцев, 1974], значительная часть кальцита кимберлитов могла кристаллизоваться из обособившегося расплава, богатого углекислотой и водой, при кристаллизации самой кимберлитовой магмы. Однако вследствие быстрого подъема кимберлитовой магмы, затрудняющего обособление карбонатитового расплава, происходит обогащение кимберлитов кальцитом. Совместно с кальцитом апатит мог мигрировать в виде щелочно-карбонатно-фосфорных комплексов (в условиях тоже повышенной активности фтора, как и в модели А. А. Маракушева).

Обогащение карбонатитовой составляющей кимберлитовой магмы фосфором видно и при сопоставлении средних содержаний кимберлитов и магматических карбонатитов Якутии.

Таким образом, в кимберлитах Якутии фосфор входит в щелочно-кальцитовые корреляционные комплексы, отражающие образование апатита в процессе дифференциации кимберлитовой магмы. Невысокая корреляция внутри этих комплексов отражает незначительность доли магматических апатита и кальцита в балансе этих минералов в кимберлитах.

Интрузивные карбонатиты и карбонатитовые брекчии [Маршинцев, 1974]. Если карбонатитовая фракция получает возможность обособляться в виде небольших даек и жил, образуются интрузивные карбонатиты, такие как пространственно совмещенные с кимберлитами тела карбонатитов на восточном склоне Анабарского поднятия (табл. 4.25).

Их корреляционная дендрограмма (рис. 4.14) весьма показательна: окислы разбиты на две антагонистические группы комплексов — кимберлитовую и карбонатитовую. Первая включает комплексы окислов железистых алюмосиликатов, вторая — щелочно-фосфорная, к которой тяготеют магний и карбонат. Совпадение эмпирической схемы корреляционных комплексов, например, с приведенной выше моделью Л. Л. Перчука подтверждает мнение В. К. Маршинцева об интрузивном (и магматическом, добавим от себя) их генезисе. Весьма примечательно и наметившееся от-

Таблица 4.23

Средние, стандарты и коэффициенты корреляции породообразующих окислов в кимберлитах базальтического типа (Якутия, $n=73$)

Окисел	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	CO_2	$\overline{X}$	S
SiO_2	—	0,11	—0,03	0,25	0,50	—0,78	—0,09	0,17	—0,41	—0,71	27,20	3,95
Al_2O_3	0,12	—	0,37	0,35	—0,43	0,01	0,15	0,26	—0,24	—0,35	3,25	1,26
Fe_2O_3	—0,12	0,34	—	0,02	0,03	—0,27	0,01	—0,14	0,08	—0,27	5,60	1,67
FeO	0,30	0,33	0,00	—	0,09	—0,26	—0,16	0,27	—0,11	—0,65	2,67	1,69
MgO	0,49	—0,48	—0,05	0,07	—	—0,78	—0,31	—0,39	—0,23	—0,43	25,84	4,82
CaO	—0,79	0,03	—0,20	—0,28	—0,76	—	0,20	0,07	0,31	0,60	13,31	5,37
Na_2O	—0,05	0,20	0,03	—0,11	—0,25	0,12	—	—0,00	—0,03	0,11	0,31	0,24
K_2O	0,14	0,26	—0,16	0,30	—0,43	0,07	0,04	—	0,08	—0,08	0,41	0,30
P_2O_5	—0,35	—0,30	0,11	—0,13	—0,15	0,20	—0,09	0,12	—	0,25	0,51	0,45
CO_2	—0,71	—0,36	—0,20	—0,68	—0,40	0,60	0,08	—0,06	0,25	—	17,98	4,06
$\overline{X}$	27,21	3,25	5,59	2,67	25,82	13,31	0,31	0,42	0,52	18,00		
S	3,93	1,29	1,69	1,63	4,53	4,95	0,23	0,43	0,42	4,02		
V	14,5	50,4	29,8	63,3	18,6	40,3	77,4	73,2	88,2	22,6		

Таблица 4.24

Средние, стандарты и коэффициенты корреляции породообразующих окислов в кимберлитах лампрофирового типа (Якутия, $n=53$)

Окисел	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	П.п.п.	$\overline{X}$	S
SiO_2	—	0,12	0,02	0,34	0,36	—0,68	—0,07	—0,02	—0,31	—0,67	29,21	3,77
Al_2O_3	0,06	—	0,05	—0,06	—0,19	—0,17	—0,25	0,16	—0,01	—0,10	5,44	1,91
Fe_2O_3	—0,07	0,07	—	0,29	0,30	—0,48	—0,02	—0,17	0,05	—0,49	6,23	1,86
FeO	0,23	—0,12	0,24	—	0,27	—0,55	0,34	—0,03	—0,45	—0,65	3,22	1,67
MgO	0,38	—0,33	0,24	0,23	—	—0,74	—0,10	—0,54	—0,40	—0,40	23,29	3,41
CaO	—0,67	—0,08	—0,42	—0,49	—0,73	—	0,01	0,32	0,39	0,66	11,28	4,51
Na_2O	—0,10	—0,23	—0,06	0,32	—0,09	0,05	—	—0,12	0,01	—0,16	0,29	0,31
K_2O	—0,04	0,19	—0,16	—0,06	—0,50	0,32	—0,13	—	0,26	—0,06	1,72	0,52
P_2O_5	—0,23	0,09	0,13	—0,45	—0,36	0,34	—0,03	0,24	—	0,19	0,64	0,35
П. п. п.	—0,62	—0,06	—0,46	—0,58	—0,36	0,63	—0,14	—0,06	0,08	—	15,01	3,77
$\overline{X}$	29,18	5,46	6,25	3,92	23,26	11,30	0,29	1,72	0,64	15,0		
S	3,58	1,86	1,74	1,60	3,25	4,15	0,30	0,51	0,33	3,27		
V	12,2	33,2	27,8	40,8	14,0	36,7	103,4	29,6	51,5	21,8		

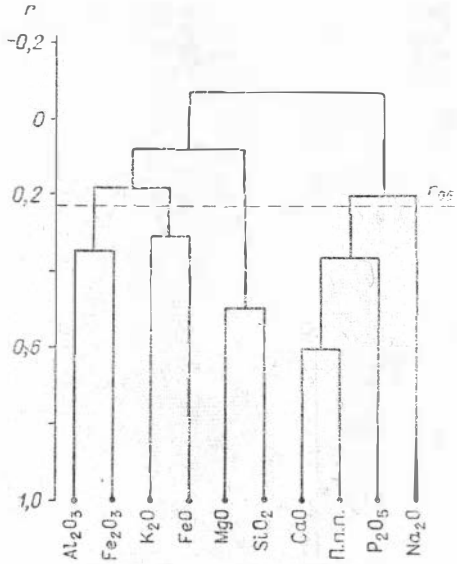


Рис. 4.12. Иерархия корреляционных связей породообразующих окислов в кимберлитах базальтического типа (Якутия).

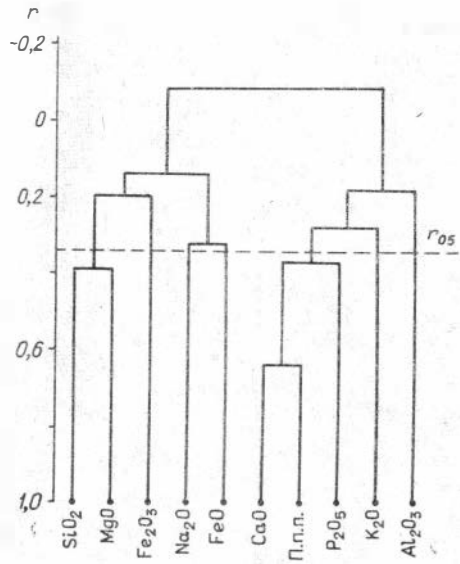


Рис. 4.13. Иерархия корреляционных связей породообразующих окислов в кимберлитах лампрофирового типа (Якутия).

деление карбонатного комплекса от комплекса P_2O_5—Na_2O — MgO.

Карбонатитовые брекчии этого района представлены шире интрузивных карбонатитов и отличаются как составом, так и способом образования. Они слагают крупные трубки взрыва, под которыми по геофизическим

Таблица 4.25

Средние, стандарты и коэффициенты корреляции породообразующих окислов в интрузивных карбонатитах (n=14) и карбонатитовых брекчиях (n=77) восточного склона Анабарского поднятия *

Окисел	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	CO_2	P_2O_5	$\overline{X}$ (n=14)	S	V
SiO_2	—	0,42	0,46	0,04	0,24	—0,72	0,13	0,26	—0,73	0,12	10,67	4,43	41,5
Al_2O_3	0,52	—	0,32	0,01	—0,29	—0,24	—0,39	0,36	—0,33	—0,55	2,80	2,13	76,0
Fe_2O_3	0,10	0,47	—	—0,39	0,02	—0,60	—0,14	—0,25	—0,65	0,09	6,20	6,27	101,1
FeO	0,05	—0,05	—0,16	—	0,48	—0,21	0,03	0,53	—0,15	—0,22	1,82	1,15	63,2
MgO	0,18	—0,06	—0,37	—0,24	—	—0,64	0,31	0,05	—0,60	—0,18	9,54	5,90	61,8
CaO	—0,71	—0,66	—0,42	—0,30	—0,20	—	—0,03	—0,26	0,94	—0,05	33,87	8,63	25,5
Na_2O	0,10	—0,11	—0,15	—0,07	—0,05	0,03	—	—0,12	0,05	0,58	0,30	0,29	97,7
K_2O	0,36	0,32	—0,01	—0,08	0,13	—0,40	0,29	—	—0,21	—0,46	0,72	0,77	107,0
CO_2	—0,38	—0,42	—0,29	—0,01	0,12	0,40	—0,12	—0,29	—	—0,01	25,65	6,94	27,0
P_2O_5	—0,20	0,25	0,54	—0,21	—0,36	0,00	—0,16	—0,02	—0,27	—	1,53	1,05	68,6
$\overline{X}$ (n=77)	13,04	3,32	5,65	4,02	10,10	27,31	0,67	1,32	25,05	1,59			
S	4,80	1,45	4,82	3,50	2,89	6,23	0,72	1,11	9,03	1,16			
V	36,8	43,7	85,3	87,1	28,6	22,8	107,5	84,1	36,0	69,2			

* Верхняя правая половина таблицы — интрузивные карбонатиты; нижняя левая—карбонатитовые брекчии.

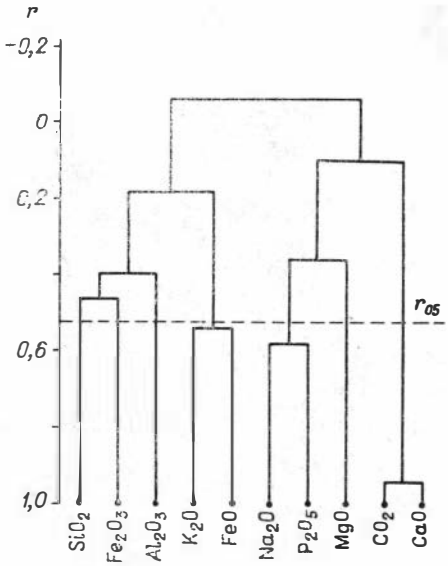


Рис. 4.14. Иерархия корреляционных связей породообразующих окислов в интрузивных карбонатитах Анабарского поднятия.

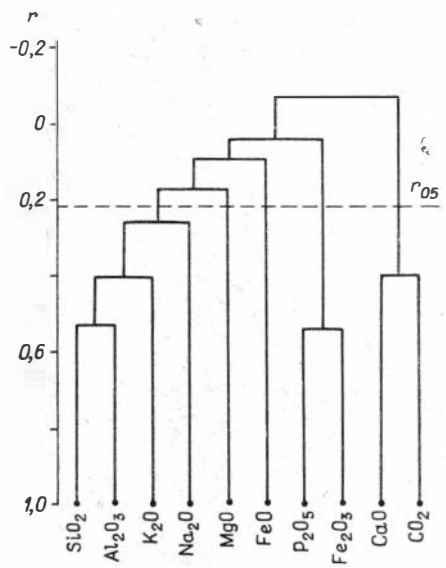


Рис. 4.15. Иерархия корреляционных связей породообразующих окислов в карбонатитовых брекчиях Анабарского поднятия.

данным предполагается наличие крупных штокоподобных тел. В брекчиях превалируют обломки ксенолитов фенитов—типичных образований экзоконтактов щелочно-ультраосновных и связанных с ними карбонатитовых массивов. Карбонатный цемент брекчий обладает кристаллокластической структурой и состоит из кальцита, доломита, апатита, магнетита и флогопита. Из акцессориев упоминаются пирохлор, бадделеит, циркон, колумбит, ферсмит, торит, рутил, ильменит. Все главные и второстепенные минералы имеют неправильную остроугольную форму и представляют собой обломки прорванных массивных карбонатитов, сцементированных мелкозернистым кальцитом. По набору индикаторных минералов и содержанию ряда элементов брекчии отличаются от кимберлитов и интрузивных карбонатитов и могли бы сопоставляться с карбонатитами ультраосновно-щелочных формаций, хотя описывающий их В. К. Маршинцев и не настаивает на такой аналогии.

Дендрограмма корреляционных связей (рис. 4.15) показывает наличие фосфорно-железистого (апатит-магнетитового) комплекса, весьма опосредствованно связанного с другими составными частями породы, кроме кальцита. Последний антагонистичен всем элементам — пара CaO и CO_2 в сумме и порознь отрицательно коррелируется со всеми породообразующими окислами. Карбонатизация брекчий несомненна. Тесная корреляция P_2O_5 с Fe_2O_3 свидетельствует в пользу их эндогенного генезиса и генетической связи с ультраосновно-щелочными формациями.

Вывод, который вытекает из анализа корреляционных комплексов, сводится к тому, что в этих карбонатитовых брекчиях фосфор имеет, несомненно, эндогенное, магматическое, происхождение, а наложенная на породы метасоматически-гидротермальная кальцитизация антагонистична (в значительной мере) щелочно-глиноземо-кремнекислому и (в меньшей мере) фосфорно-железистому корреляционным комплексам.

Карбонатиты разных фациальных типов [Самойлов, 1977]. Изучены составленные В. С. Самойловым выборки химических анализов карбонатитов четырех фациальных типов разных регионов. Калишпат-кальцитовая фация имеет два индикаторных парагенезиса: нефелин + кальцит ($T > 630°$) и калишпат + кальцит ($T \geqslant 530°C$). Кроме того, характерны титанистые гранаты (шорломит и меланит), глиноземистые пироксены и

амфиболы, форстерит, мелилит и монтичеллит. В условиях альбит-кальцитовой фации (420—530°С) определяющим парагенезисом является альбит + кальцит. Калиевый полевой шпат, нефелин, титанистый гранат, гастингсит и мелилит неустойчивы и сменяются альбитом, канкринитом, магнезиокатафоритом и диопсид-эгирином. В амфибол-доломит-кальцитовых карбонатитах (<430°С) канкринит, магнезиальные пироксены, форстерит, монтичеллит, волластонит, глиноземистые амфиболы неустойчивы и сменяются низкоглиноземистыми амфиболами, серпентином, тальком, минералами гумитовой группы, эгирином и мусковитом. Для пород хлорит-серицит-анкеритовой фации характерны хлорит, серицит, железомагнезиальные гидрослюды, пирит, гематит, кварц, флюорит, барит. Устойчивы альбит и серицитизированный калиевый полевой шпат, эгирин, рибекитовые амфиболы. Ассоциируют доломит, анкерит, сидерит и магнезит.

Каждый фациальный тип, вообще говоря, гетерогенен. В. С. Самойлов выделяет гидротермально-метасоматический, магматический перемещенный и пирокластический генетические типы. Для метасоматических карбонатитов характерны: зависимость от состава вмещающих пород, которые определяют минералого-геохимические типы карбонатитов; наследование текстур вмещающих пород; проявление метасоматической зональности, выражающейся иногда в высоком содержании силикатной составляющей во фронтальных зонах и низком — в тыловых; закономерное изменение химизма по мере падения температуры. Карбонатиты магматического генезиса отличаются наличием магматических структур и текстур, отсутствием зависимости от состава вмещающих пород при явных эндоконтактовых эффектах, незональным строением, резкими контактами и зонами закалки, анхимономинеральным составом. Перемещенные карбонатиты наряду с особенностями их геологического положения характеризуются независимостью состава от состава вмещающих пород и отсутствием эндоконтактовых эффектов. Пирокластические карбонатиты и не содержащие туфогенный материал эксплозивные карбонатитовые брекчии имеют типичные структурно-текстурные особенности подобных образований и, как правило, карбонатный цемент, нередко обильный.

Возвращаясь к обсуждению гетерогенности выделенных В. С. Самойловым фациальных типов карбонатитов, следует подчеркнуть, что обычно речь идет о наложении метасоматических типов на магматический и, что особенно важно для понимания природы корреляционных комплексов, метасоматические карбонатиты в большинстве случаев накладываются не на магматические карбонатиты, а на магматические силикатные породы чаще всего щелочно-ультраосновного ряда.

Сам фациальный ряд карбонатитов разных регионов имеет явно метасоматический характер. Думается, что дело здесь вовсе не в специальной подборке материала, а в наличии объективной закономерности. Так, изменение средних групповых составов обнаруживает те же закономерности, что и реальные зональные метасоматические комплексы карбонатитов. В этом можно убедиться, рассмотрев рис. 4.11 и сравнив табл. 4.26 и 4.27. Средние концентрации SiO_2, Na_2O, Al_2O_3 и K_2O уменьшаются от кальцит-калишпатовой к хлорит-серицитовой фации (т. е. от фронтальных к тыловым зонам метасоматической колонки). Если ограничиться только кальцитовыми карбонатитами, то к этому перечню следует добавить и MgO. В этом же направлении происходит увеличение средних групповых содержаний CaO и CO_2. Колеблются бессистемно относительно ранга фациальных групп средние содержания FeO и Fe_2O_3. Средние этих окислов взаимокоррелированы так, что степень окисленности железа практически остается постоянной для всего ряда. Содержания P_2O_5 в фациальных группах значимо не различаются в целом для всего ряда (проверка проведена по обобщенному *t*-критерию [Бондаренко, 1970]).

Таким образом, петрогенные окислы по их поведению в формацион-

Таблица 4.26

Средние, стандарты и коэффициенты корреляции породообразующих окислов в карбонатитах калишпат-кальцитовой (n=74) и альбит-кальцитовой (n=63) фаций *

Окисел	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	CO_2	P_2O_5	$\overline{X}_{(n=74)}$	S	V
SiO_2		0,75	0,41	0,51	0,61	−0,61	−0,20	−0,03	−0,88	−0,21	18,09	13,72	75,8
Al_2O_3	0,91		0,39	0,37	0,17	−0,54	−0,11	0,09	−0,67	−0,10	3,78	3,26	86,2
Fe_2O_3	0,03	−0,10		0,71	0,24	−0,29	−0,27	−0,27	−0,56	0,28	4,33	3,38	78,0
FeO	0,16	0,08	0,86		0,45	−0,32	−0,34	−0,26	−0,60	0,19	2,67	1,98	74,1
MgO	−0,02	−0,12	0,76	0,75		−0,35	−0,27	−0,25	−0,62	−0,05	5,47	4,40	80,4
CaO	−0,84	−0,75	−0,52	−0,61	−0,44		−0,56	−0,62	0,63	0,21	34,92	11,07	31,7
Na_2O	0,82	0,87	−0,12	−0,05	−0,18	−0,63		0,81	0,11	−0,25	3,23	7,10	230,0
K_2O	0,63	0,59	−0,10	−0,02	−0,10	−0,51	0,41		0,06	−0,28	1,30	1,81	139,2
CO_2	−0,78	−0,69	−0,51	−0,62	−0,49	0,93	−0,60	−0,48		0,03	19,73	12,55	63,6
P_2O_5	−0,40	−0,40	0,35	0,24	0,49	0,13	−0,38	−0,37	−0,04		2,21	1,87	84,6
$\overline{X}_{(n=63)}$	13,79	3,11	6,99	3,40	3,96	36,43	1,50	0,75	23,32	3,43			
S	16,73	4,83	9,04	3,42	4,06	16,02	2,53	1,18	14,04	2,94			
V	121,3	155,3	129,0	100,5	102,5	44,0	168,8	157,3	60,2	85,4			

* Верхняя правая часть таблицы — калишпат-кальцитовая фация; нижняя левая — альбит-кальцитовая фация.

Таблица 4.27

Средние, стандарты и коэффициенты корреляции породообразующих окислов в карбонатитах амфибол-доломит-кальцитовой (n=30) и хлорит-серицит-анкеритовой (n=63) фаций *

Окисел	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	CO_2	P_2O_5	$\overline{X}_{n=30}$	S	V
SiO_2		0,90	0,45	0,56	0,22	−0,94	0,95	0,87	−0,97	−0,27	6,41	9,82	153,2
Al_2O_3	−0,10		0,27	0,48	−0,02	−0,80	0,84	0,89	−0,86	−0,41	1,27	2,87	226,0
Fe_2O_3	0,20	0,40		0,82	0,54	−0,62	0,35	0,39	−0,55	0,05	2,93	1,74	59,4
FeO	−0,14	−0,08	−0,32		0,54	−0,73	0,42	0,61	−0,69	0,08	1,85	1,36	73,5
MgO	−0,53	−0,52	−0,62	−0,01		−0,49	0,01	0,36	−0,36	0,33	3,53	2,59	73,4
CaO	−0,66	0,29	−0,08	−0,10	0,06		−0,84	−0,87	0,97	0,11	43,88	10,29	23,4
Na_2O	−0,02	0,66	0,14	−0,01	−0,28	0,26		0,69	−0,87	−0,30	0,80	1,48	185,0
K_2O	−0,06	0,02	−0,05	−0,02	0,04	−0,23	−0,05		−0,90	−0,28	0,72	1,18	163,9
CO_2	−0,51	−0,33	−0,40	0,07	0,66	0,30	−0,06	−0,29		0,13	33,74	8,56	25,4
P_2O_5	0,28	0,53	0,28	−0,29	−0,53	0,11	0,20	−0,04	−0,43		2,83	1,30	45,9
$\overline{X}_{n=63}$	10,43	0,61	5,43	4,61	11,64	25,9	0,18	0,34	28,74	2,64			
S	18,32	0,79	6,19	5,74	6,23	8,05	0,25	0,97	15,30	4,42			
V	175,6	129,5	114,0	124,5	53,5	31,1	139,9	285,3	53,2	167,4			

* Верхняя правая часть таблицы — амфибол-доломит-кальцитовая фация, нижняя левая — хлорит-серицит-анкеритовая фация.

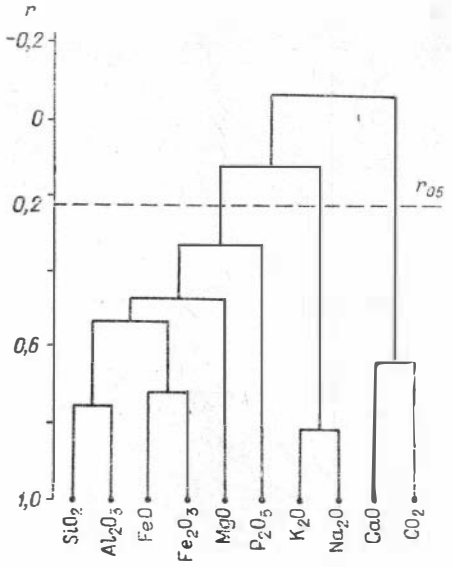


Рис. 4.16. Иерархия корреляционных связей породообразующих окислов в карбонатитах калишпат-кальцитовой фации.

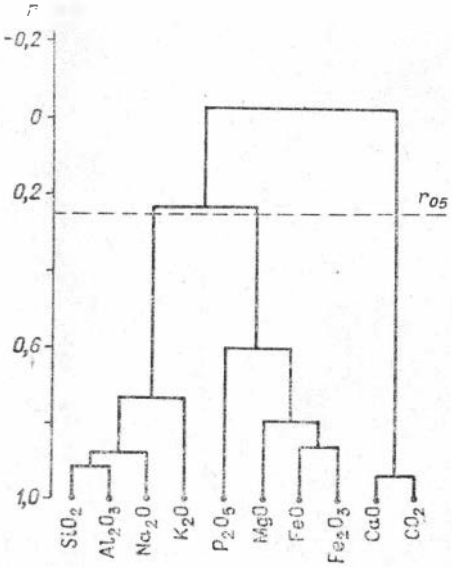


Рис. 4.17. Иерархия корреляционных связей породообразующих окислов в карбонатитах альбит-кальцитовой фации.

пом ряду четко разбиваются на стабильные, выносимые и привносимые. Выносимый калишпатовый комплекс обеспечивает интенсивную фенитизацию вмещающих пород. О том, что метасоматическая трактовка тенденции уменьшения содержаний окислов калишпатового комплекса весьма достоверна, свидетельствуют и изменения коэффициентов вариации (см. табл. 4.26 и 4.27) — они возрастают по мере уменьшения средних значений, т. е. согласуются (для SiO_2, Al_2O_3 и K_2O) с моделью растворения.

Рассмотрим корреляционные комплексы. В калишпат-кальцитовых карбонатитах (рис. 4.16) P_2O_5 входит в состав сложного щелочно-магнезиально-железистого комплекса, которому антагонистичен комплекс окислов кальцитовой группы. Дендрограмма рис. 4.16 аналогична в главном дендрограмме рис. 4.14 для интрузивных карбонатитов Анабарского поднятия. Согласно этой аналогии и ранее описанным модельным представлениям о корреляционных комплексах P_2O_5 в магматических расплавах, дендрограмма калишпат-кальцитовой фации принадлежит к магматическому типу. Следует обратить внимание, что на дендрограмме рис. 4.16 нет еще разделения на группы стабильных, выносимых и привносимых окислов. Значит, нет еще метасоматической дифференциации элементов.

Для карбонатитов альбит-кальцитовой фации (рис. 4.17) эта дифференциация проявлена весьма отчетливо: есть калишпатовый комплекс, фосфорно-железо-магниевый и кальцитовый. Содержательная интерпретация этой дендрограммы должна констатировать, что фосфор не привносится совместно с кальцитом, а типично магматический комплекс P_2O_5 с MgO и Fe_2O_3 является ксеногенным.

Амфибол-доломит-кальцитовая фация (рис. 4.18) также характеризуется метасоматической дифференциацией, но фосфор обнаруживает здесь значимую корреляционную связь с кальцитовым комплексом. Поскольку изменения среднего содержания не происходит, а коэффициент вариации P_2O_5 в этой фации минимальный, можно принять, что здесь происходит перераспределение P_2O_5. Ориентировочно в нем участвует около 30% всего количества P_2O_5. В. С. Самойлов отмечает как особенность амфибол-доломит-кальцитовой фации перераспределение не только апатита, но и других минералов.

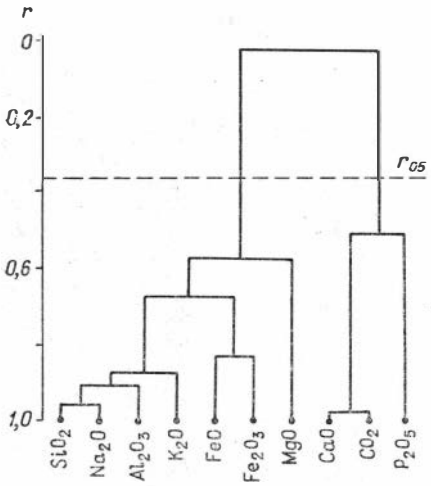


Рис. 4.18. Иерархия корреляционных связей породообразующих окислов в карбонатитах амфибол-доломит-кальцитовой фации.

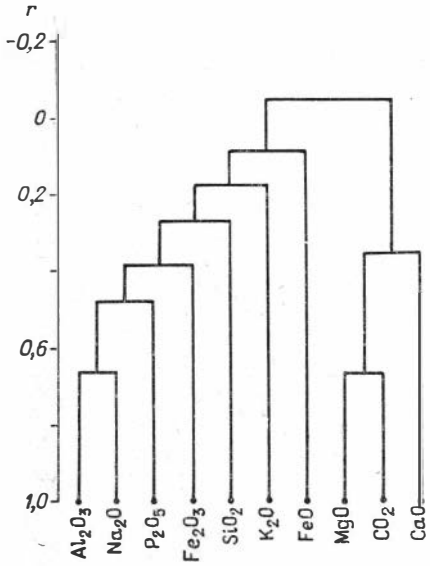


Рис. 4.19. Иерархия корреляционных связей породообразующих окислов в карбонатитах хлорит-серицит-анкеритовой фации.

В хлорит-серицит-анкеритовой фации метаморфическая дифференциация выражена слабо (рис. 4.19). Выделяется доломитовый комплекс, антагонистичный всем остальным породообразующим окислам. Фосфор находится в железо-натриевом окружении эндогенного типа и отчетливо не связан с процессами доломитизации.

Таким образом, закономерности изменения средних значений, коэффициентов вариации и корреляционных комплексов приводят к важному для геохимии фосфора выводу: метасоматическая дифференциация не затрагивает фосфор. В процессе метасоматоза фосфор ведет себя инертно. Уровень содержания фосфора в зональных метасоматических комплексах определяется в кальцит-калишпатовую фацию карбонатитами магматического генезиса, что доказывается наличием реликтовых корреляционных комплексов магматического типа.

Проведенное сопоставление модельных и эталонных комплексов породообразующих окислов подтвердило, с одной стороны, реальность магматических и метасоматических моделей, с другой — типоморфизм изученных эталонов. Не подтвердилась лишь модель метасоматического переноса фосфора совместно с карбонатом. Во всех разобранных примерах метасоматического генезиса, а также в выборке магнезиальных скарнов (см. табл. 4.3), где фосфор образует комплекс с Al_2O_3 и Na_2O, корреляция P_2O_5 с CO_2, равно как и корреляция большинства других окислов с CO_2, отрицательна. Положительная корреляция P_2O_5 с карбонатным комплексом характерна лишь для эталонов магматического генезиса.

Вывод об инертном поведении P_2O_5 при карбонатном метасоматозе хорошо согласуется с минералогическими данными исследователей [Самойлов, 1977; Мурзаев, 1974; Пожарицкая, Эпштейн, 1964], изучавших эти же комплексы.

Корреляционные комплексы Селигдарского месторождения

В меташонкинитах 1-й породной группы P_2O_5 образует комплекс с MgO и SiO_2 (рис. 4.20), что согласно ранее описанной модели весьма характерно для магматических серий, пересыщенных Al_2O_3. Но характер-

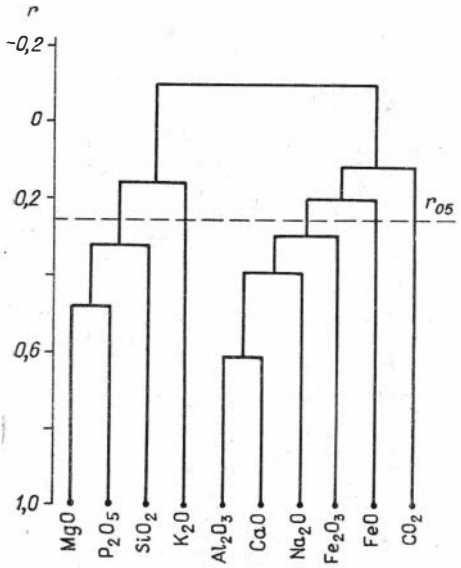


Рис. 4.20. Иерархия корреляционных связей породообразующих окислов в меташонкинитах (группа 1).

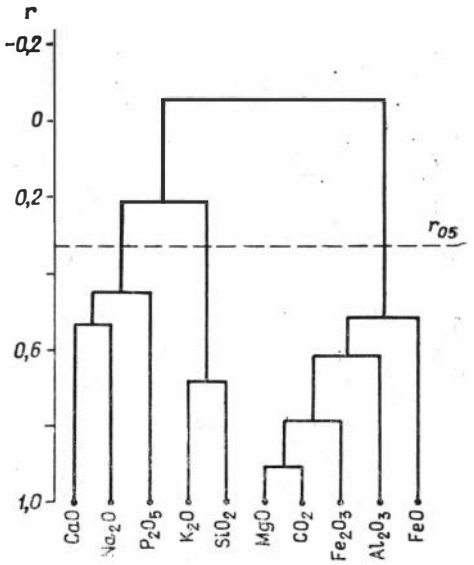


Рис. 4.21. Иерархия корреляционных связей породообразующих окислов в меташонкинитах (группа 2).

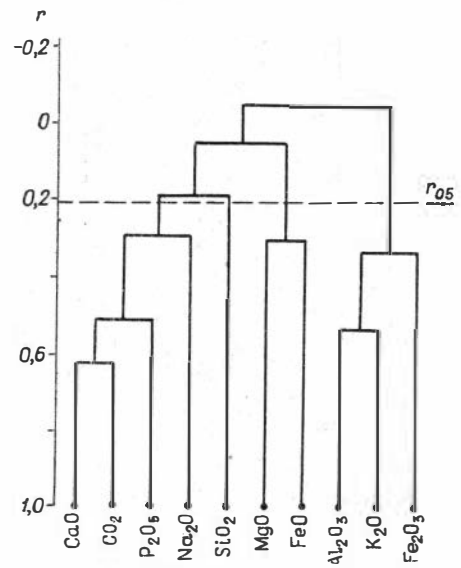


Рис. 4.22. Иерархия корреляционных связей породообразующих окислов в меташонкинитах (группа 3).

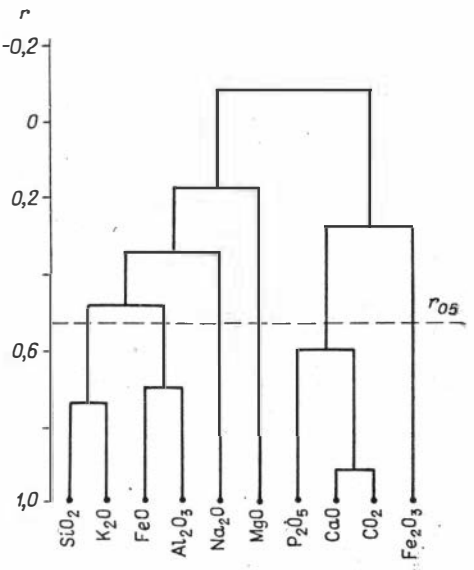


Рис. 4.23. Иерархия корреляционных связей породообразующих окислов в метамиссуритах (группа 12).

ной чертой химизма 1-й породной группы как раз и является избыток Al_2O_3, так что факт вхождения MgO и P_2O_5 в один корреляционный комплекс можно рассматривать как подтверждение магматической гипотезы для этой породной группы.

В меташонкинитах 2-й породной группы отчетливо проявлена дифференциация на кальциево-натрово-фосфорный, калиево-кремнекислый и доломито-железо-алюминиевый комплексы (рис. 4.21). Эта дифференциация по типу близка к вышеописанным в карбонатитовой модели и на эталонных схемах.

В меташонкинитах породной группы 3 (рис. 4.22), метамиссуритах группы 12 (рис. 4.23) и метаперидотитах группы 11 (рис. 4.24) фосфор вхо-

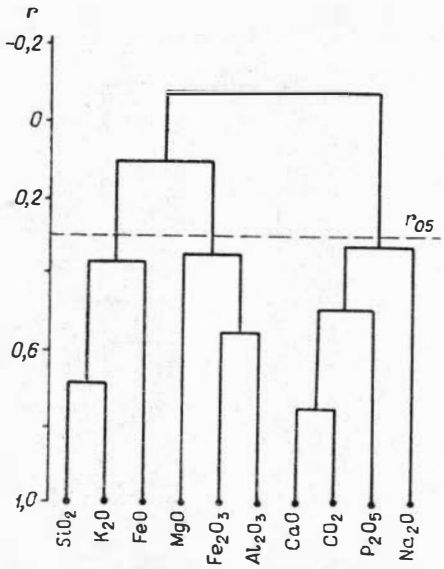


Рис. 4.24. Иерархия корреляционных связей породообразующих окислов в метанеридотитах (группа 11).

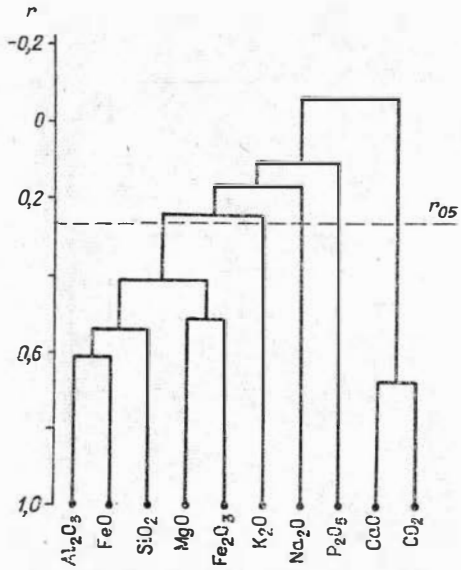


Рис. 4.25. Иерархия корреляционных связей породообразующих окислов в силикатно-доломитовых метасоматитах (группа 10).

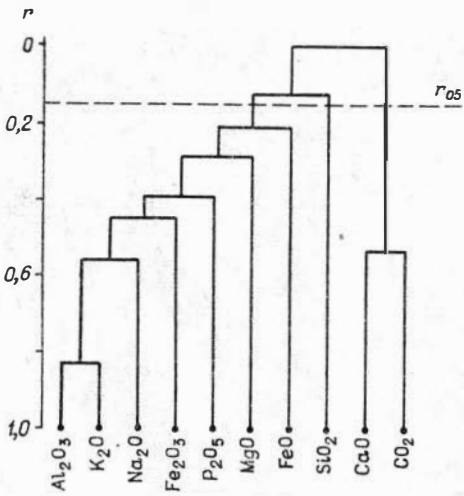


Рис. 4.26. Иерархия корреляционных связей породообразующих окислов в силикатно-доломитовых метасоматитах (группа 9).

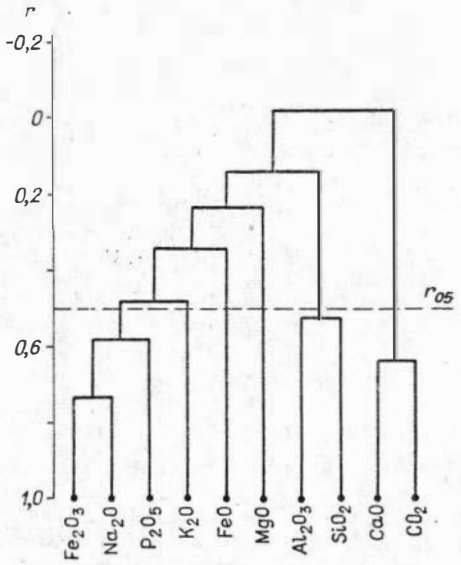


Рис. 4.27. Иерархия корреляционных связей породообразующих окислов в силикатно-доломитовых метасоматитах (группа 13).

дит в щелочно-карбонатные либо железо-карбонатные комплексы. Согласно изложенному выше это свидетельствует о кимберлито-карбонатитовом их типе и, скорее всего, магматическом генезисе этих пород.

Как отмечалось, квазиинтрузивные группы не отличаются ни по содержанию кальция, ни по содержанию летучих от соответствующих интрузивно-магматических аналогов, и для них нет необходимости привлекать метасоматическую модель, так что корреляционные комплексы P_2O_5 в квазиинтрузивных породах и их состав гармонично дополняют друг друга.

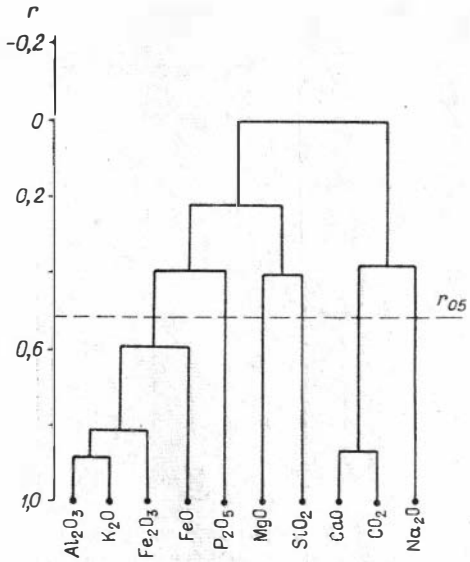


Рис. 4.28. Иерархия корреляционных связей породообразующих окислов в силикатно-доломитовых метасоматитах (группа 4).

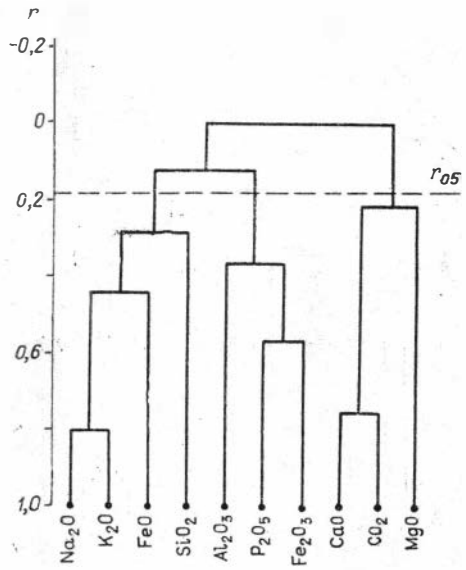


Рис. 4.29. Иерархия корреляционных связей породообразующих окислов в кальцитовых метасоматитах (группа 8).

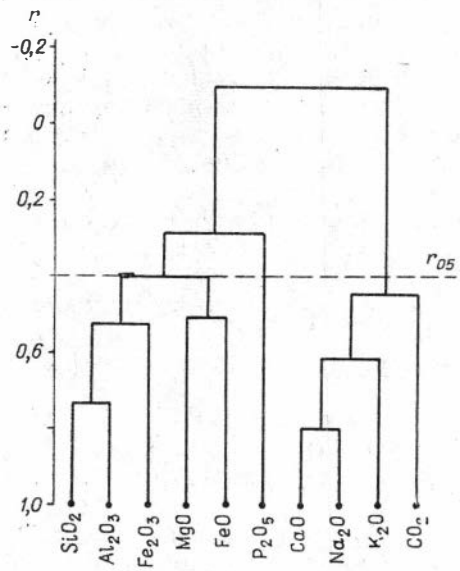


Рис. 4.30. Иерархия корреляционных связей породообразующих окислов в натровых доломитовых метасоматитах (группа 7).

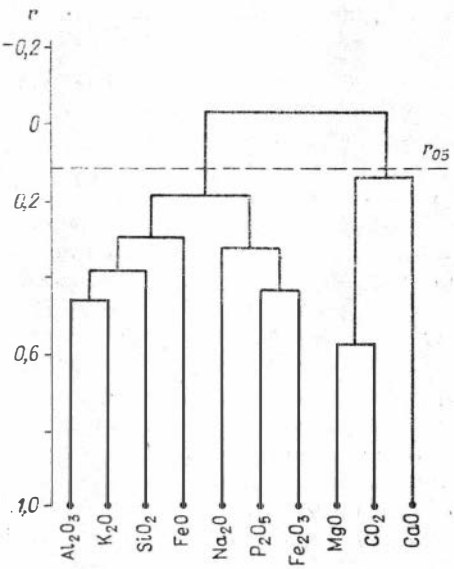


Рис. 4.31. Иерархия корреляционных связей породообразующих окислов в натровых доломитовых метасоматитах (группа 6).

Силикатно-доломитовые метасоматиты 10-й породной группы (рис. 4.25) отличаются от квазиинтрузивных породных групп типом дифференцированности на корреляционные комплексы и положением среди них P_2O_5. Общий тип дендрограммы соответствует дендрограммам метасоматических карбонатитов: кальциевый комплекс отрицательно коррелируется со всеми остальными. А положение P_2O_5 необычно: корреляция ни с одним из окислов не устанавливается, но фосфор тяготеет к щелочно-карбонатной группе. Возможно, что в этом проявляется переходное положение 10-й породной группы между интрузивными и метасоматическими породами.

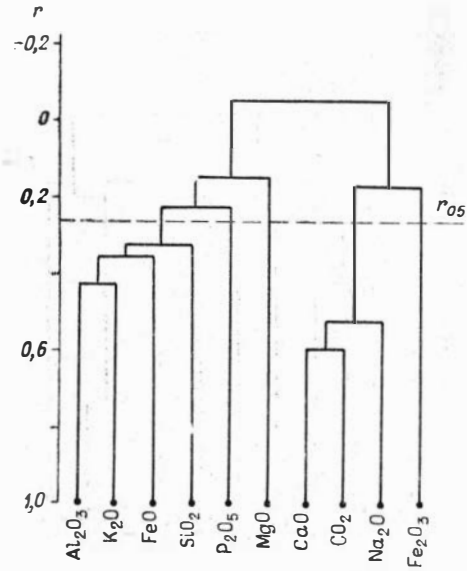


Рис. 4.32. Иерархия корреляционных связей породообразующих окислов в доломитовых метасоматитах комплекса богатых руд (породные группы 16+17).

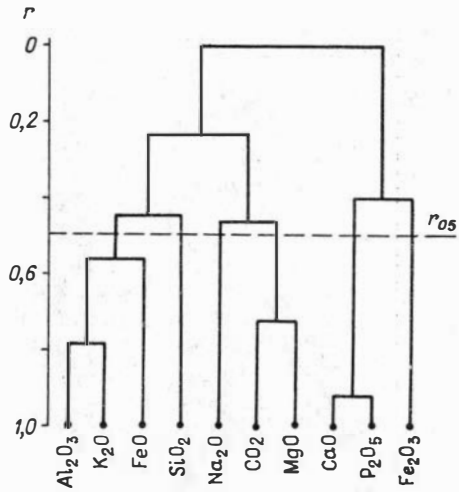


Рис. 4.33. Иерархия корреляционных связей породообразующих окислов в кварцитах (группа 15).

Корреляционные дендрограммы карбонатных метасоматитов Селигдара имеют ряд общих особенностей: карбонатные корреляционные комплексы отрицательно коррелируются со всеми остальными породообразующими окислами; фосфор никогда не коррелируется с карбонатными комплексами; во всех случаях (правда, с разной степенью достоверности) без труда устанавливается магматический тип корреляционных комплексов фосфора.

По типу карбонатного метасоматического комплекса метасоматиты Селигдара могут быть разделены на три подтипа метасоматоза: кальциевого, кальциево-щелочного и магниевого.

Кальциевый тип помимо упомянутой выше породной группы 10 включает калиевые доломитовые метасоматиты 9, 13, 4 и 8-й породных групп (рис. 4.26—4.29). Для этих групп характерно общее сходство структур корреляционных дендрограмм.

Щелочно-кальциевый тип метасоматоза характеризует породную группу 7 — натровых доломитовых метасоматитов (рис. 4.30). Связь P_2O_5 с железо-магнезиальными комплексами, хотя и незначима, намечается достаточно четко.

Магниевый тип метасоматоза очень слабо проявлен в магнезитовых метасоматитах и отчетливо — в натровых доломитах породной группы 6 (рис. 4.31).

Неметасоматический характер имеют корреляционные комплексы богатых руд и апатитоносных кварцитов. Для богатых руд (группы 16 + + 17) на дендрограмме рис. 4.32 выделяются конкурирующие комплексы, в каждый из которых входят инертные при карбонатитовом типе метасоматоза окислы железа. Вполне вероятно, что богатые руды являются ксенолитами ранее существовавших шлиров. На том же основании дендрограмма апатитовых кварцитов (рис. 4.33) не относится к метасоматическому типу. Образованные окислами комплексы отчетливо отражают стехиометрию основных минералов: гематита, апатита, доломита и слюды. Апатит с гематитом отрицательно коррелируются с доломито-кварцево-слюдяными комплексами. Предположительно породная группа 15 может быть отнесена к терригенным породам.

В целом же корреляционные комплексы P_2O_5 оказались весьма информативными. Сопоставление их с моделями и эталонами позволило

прийти к выводам, что квазиинтрузивные и метасоматические породные группы похожи на соответствующие эталоны и приписываемый нами этим породным группам генезис наиболее вероятен. Однако фосфор не привносился при метасоматозе. Он связан с комплексами субстрата, замещаемыми карбонатами.

4. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПОРОДНЫХ ГРУПП В РАЗРЕЗАХ СКВАЖИН ПРОФИЛЯ II—II

Относительная распространенность породной группы в условиях сплошного опробования керна и равных интервалов опробования вычисляется как отношение ее объема (в количестве слагающих ее проб) к общему числу изученных образцов. Около 20% всего массива изученных анализов приходится на шонкиниты и 10% на перидотиты. Доломитовые метасоматиты составляют более 50% всего изученного массива, причем натровые (30%) преобладают над калиевыми (20%). Кальцитовые метасоматиты в сумме составляют более 20% общего объема, причем натровые разновидности в два раза распространенней калиевых.

Поскольку групповая принадлежность каждого анализа известна, построить распределение породных групп по разрезам скважин лишь дело времени, но анализ таких разрезов традиционным визуальным методом весьма затруднен и не выявляет каких-либо закономерностей, кроме тех, что некоторые породные группы (1, 2, 3, 6, 8, 9) образуют достаточно мощные зоны с вкраплением единичных проб или маломощных интервалов других породных групп и сменяются интервалами частого чередования маломощных зон разных породных групп.

Для выявления скрытых от первого взгляда закономерностей распределения породных групп применим метод подсчета частоты взаимных контактов.

Парагенезисы породных групп

Кроме дайкового комплекса рассматриваются 17 породных групп. Если бы степень близости данной породной группы ко всему комплексу изученных породных групп можно было бы охарактеризовать коэффициентом корреляции, то при 17 наблюдениях и 95%-ной надежности такой коэффициент корреляции значимо отличался бы от нуля только при абсолютной величине, большей 0,48. Вспомнив, что факторная доля аргументов в общей изменчивости функции пропорциональна квадратам их коэффициентов корреляции с функцией, можно считать породную группу достоверно коррелируемой со всем комплексом породных групп, если будет установлена ассоциация в среднем не менее чем с четырьмя группами из 17.

Результаты подсчета частоты взаимных контактов породных групп по всем изученным интервалам скважин профиля II—II, приведенные в табл. 4.28, свидетельствуют, что породные группы 4 и 14 не связаны со всей серией породных групп. Они, даже если считать единичные контакты, ассоциируют лишь с тремя из 17 породных групп. Расположение частот взаимных контактов в клетках табл. 4.28 отличается от изометрического, образуя квазикорреляционное поле (если частоты взаимных контактов рассматривать как подобие ранговому коэффициенту корреляции), структура которого в определенной мере определяется попаданием наибольших значений частот в группы с наибольшей распространенностью. Это может быть как следствием случайного фактора (при этом распределение частот взаимных контактов будет главным образом определяться распространенностью групп), так и результатом петрохимических зако-

Таблица 4.28

Частоты взаимных контактов породных групп

Породные группы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	Дк	Сумма
1	—		16			2						2						5	25
2		—	4	5	2	5			2	2	2	3			1			3	29
3	16	4	—		2	2			4	3	14				1	1	1	6	54
4		5		—															5
5		2	2		—	3		2	9		4		4			2		1	29
6	2	5	2		3	—	20	2	40	13	3	6	3				9		108
7						20	—		1	1			2			2	5		31
8					2	2		—	4								2	2	12
9		2	4		9	40	1	4	—	12	3	12	9	1	2	6	7	3	115
10		2	3			13	1		12	—	9	2				2		1	45
11		2	14		4	3			3	9	—	2	1	2	2	4	2	2	50
12	2	3				6			12	2	2	—						3	30
13					4	3	2		9		1		—	2				1	22
14									1		2		2	—	1				6
15		1	1						2		2			1	—	4		1	12
16			1		2		2		6	2	4				4	—	1	1	23
17			1			9	5	2	7		2					1	—		27
Дк	5	3	6		1			2	3	1	2	3	1		1	1		—	29

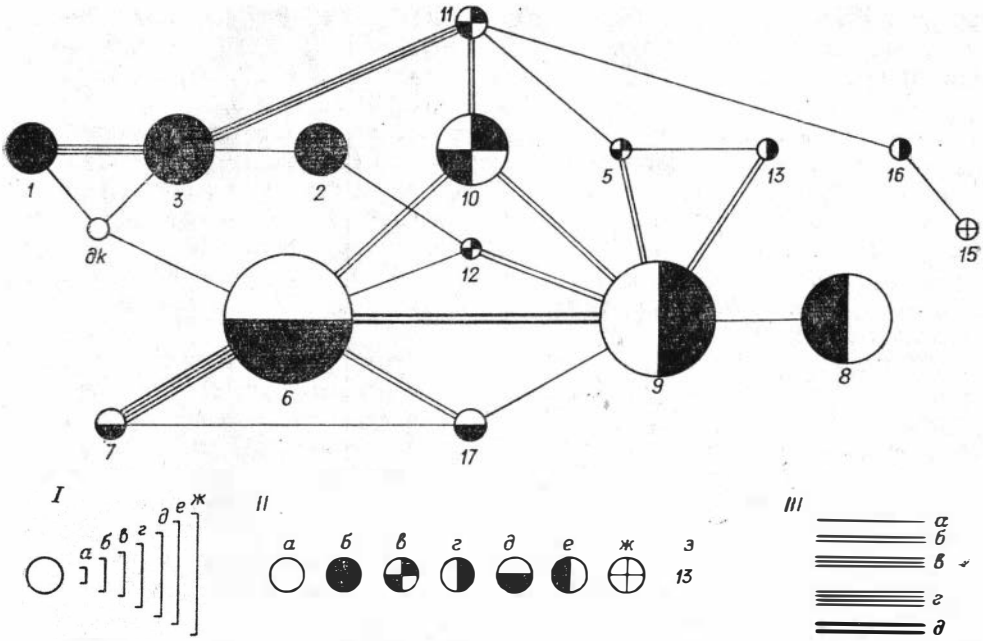


Рис. 4.34. Граф частот взаимных контактов породных групп Селигдарского рудного тела.

I — относительная распространенность породных групп (в %): *а* — от 0 до 2; *б* — от 2 до 4; *в* — от 4 до 6; *г* — от 6 до 10; *д* — от 10 до 15; *е* — > 15; *ж* — > 30.

II — серии породных групп: *а* — дайковый комплекс; *б* — меташонкиниты; *в* — метамиссуриты и метаперидотиты; *г* — калиевые силикатно-доломитовые метасоматиты; *д* — натровые доломитовые метасоматиты; *е* — кальцитовые метасоматиты; *ж* — апатитовые кварциты; *з* — номера породных групп.

III — частота взаимных контактов: *а* — 4—5 шт.; *б* — > 9 < 15 шт.; *в* — > 14 < 20 шт. *г* — ⩾ 20 шт.; *д* — ⩾ 40 шт.

номерностей, например высокой удельной смысловой значимостью наиболее распространенных групп.

Таким образом, следует проверить гипотезу о наличии как минимум двух факторов (случайного и петрохимического), определяющих разнообразие числа взаимных контактов породных групп. Проверку этой гипотезы можно осуществить путем оценки коэффициента корреляции между суммарным числом всех контактов данной выборки и ее объемом. Если коэффициент корреляции между этими величинами окажется равным или большим 0,88, гипотезу о петрохимическом факторе следует отбросить в пользу случайной.

Эмпирический коэффициент корреляции, рассчитанный по данным последней правой колонки табл. 4.28 и численности породных групп (см. рис. 4.6), оказался равным 0,54, т. е. доля случайного фактора оценивается как ≈30%. Гипотеза о наличии петрохимического фактора принимается.

Анализ квазикорреляционного поля может быть осуществлен лишь при определении минимального числа взаимных контактов, при котором одна породная группа будет с необходимой надежностью считаться ассоциирующей с другой. Причем критическое число контактов равно 4. При этом допущении извлечение ассоциирующих групп из табл. 4.28 в виде квазикорреляционного графа (рис. 4.34) позволяет выяснить характер действия петрохимического фактора, определяющего закономерности ассоциирования породных групп.

Распределение породных групп на рис. 4.34 обнаруживает наличие петрохимического тренда. Напомним, что под трендом понимается любое упорядоченное расположение набора числовых характеристик, в данном случае номеров породных групп. На графе рис. 4.34 выделяется два ряда

временно́го типа, или два основных парагенезиса породных групп. Первый состоит из главной последовательности (группы 1, 3, 11, 10, 6 и 9) и вариантов: а) группы 1, 3, 11, 5 и 13, 9 и б) группы 1, 3, 11, 16, 15. Второй ряд образует последовательность групп 1, 3, 2, 12, 5 и 6.

Временно́й, т. е. монотонно последовательный, тип этих рядов следует из того, что каждая группа ассоциирует (перемежается в разрезах с наличием не менее четырех взаимных контактов) только с последующей и предыдущей группами. На графе группы не могут произвольно перемещаться в пределах ряда. Их положение фиксировано и объективно воспроизводимо. Временной тип, например, второго ряда проявляется в том, что 1-я группа ассоциирует только с 3-й, 2-я — с 12-й и 3-й, а 6-я и 9-я только с 12-й.

Временно́й характер рядов породных групп, устанавливаемый объективно, воспроизводимо и независимо от ранее изложенных петрохимических закономерностей, не только почти полностью согласуется с ними, но и существенно их дополняет. Согласованность проявляется в том, что петрохимические отличия каждой последующей группы от предыдущих могут быть логично объяснены на основе общей тенденции петрохимической эволюции всего ряда, т. е. устанавливается неслучайная петрохимическая зональность. В одном конце всех рядов — метабазиты, в другом — доломитовые метасоматиты. Временно́й тип рядов ассоциирующих породных групп в петрогенетическом аспекте наилучшим образом согласуется с гипотезой о метасоматическом замещении метабазитов доломитовыми метасоматитами.

Важная дополнительная информация, которую дают ряды ассоциирующих породных групп, состоит в доказательстве смены одних групп другими по типу метасоматической зональности (которая, кстати сказать, наиболее близка к типу временны́х рядов): метабазиты чаще всего контактируют с апобазитами, а в доломитовых метасоматитах в большинстве случаев встречаются вкрапления доломитизированных метабазитов. Доказательство пространственного проявления метасоматической зональности, на наш взгляд, должно быть обязательным фактором при принятии

Таблица 4.29

Химические анализы руд по скважине № 79 на контакте кальцитовых метасоматитов с доломитовыми

Интервал по глубине, м	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	CO_2	P_2O_5
237,5—239,5	5,54	0,26	3,10	0,21	15,64	30,68	0,05	0,06	38,75	2,81
239,5—241,5	2,86	0,15	1,93	0,29	16,74	31,77	0,05	0,03	41,54	2,71
241,5—243,5	1.78	0,15	1,22	0,57	17,68	31,55	0,05	0,04	41,99	3,11
243,5—245,5	1,12	0,16	1,06	0,93	18,30	30,90	0,05	0,04	41,75	3,36
245,5—247,5	1,00	0,15	0,90	1,08	18,77	30,90	0,04	0,04	42,00	3,18
247,5—249,5	3,36	0,20	1,54	0,65	18,15	30,25	0,05	0.04	40,68	3.36
249,5—251,5	3,62	0,22	1,54	0,57	10,64	38,52	0,05	0,04	39,00	3,26
251,5—253,5	1,76	0,22	2,62	0,65	13,30	35,69	0,05	0,05	39,39	4,21
253,5—255,5	3,74	0,16	1,86	0,36	8,92	40,47	0,04	0,04	38,33	3,54
$\overline{X}$	2,75	0,18	1,75	0,59	15,35	33,41	0,05	0,04	40,38	3,28
S	1,48	0,04	0,72	0,28	3,59	3,82	0,00	0,01	1,51	0,44
255,5—257,5	2,56	0,19	1,63	0,14	1,56	50,26	0,05	0,02	37,38	3,60
257,5—259,5	2,78	0,20	1,86	0,14	1,72	50,05	0,06	0,02	39,21	3,90
259,5—261,5	3,28	0,20	1,79	0,14	1,09	49,61	0,06	0,02	36,56	3,54
263,5—265,0	5,46	0,49	2,79	0,14	0,94	48,31	0,07	0,20	34,88	4,33
269,2—271,2	3,56	0,22	1,71	0,14	0,78	50,26	0,05	0,06	37,39	3,60
271,2—273,2	4,04	0,19	1,32	0,14	0,62	50,48	0,07	0,06	35,55	4,70
273,2—275,2	2,96	0,14	1,09	0,14	0,78	51,57	0,06	0,03	37,99	3,54
275,2—277,3	3,38	0,17	1,32	0,14	0,62	50,70	0,05	0,03	38,52	3,41
$\overline{X}$	3,50	0,22	1,69	0,14	1,01	50,15	0,06	0,06	37.18	3,83
S	0,92	0,11	0,70	0,00	0,42	0,94	0,01	0,06	1,46	0,46

метасоматической гипотезы, и в данном случае метод подсчета частоты взаимных контактов породных групп дал принципиально важную новую информацию.

Большинство контактов кальцитовых метасоматитов приходится на калиевые доломитовые метасоматиты породной группы 9, по два случая контактирования зарегистрировано с 5, 6 и 17-й группами. Самая крупная зона кальцитовых метасоматитов (мощность >200 м) контактирует с доломитовыми метасоматитами 6-й группы. Химические анализы 15-метровой эндо- и 20-метровой экзоконтактовой зон приведены в табл. 4.29, из которой следует, что существенное изменение при пересечении контактовой зоны испытывают лишь обратно коррелируемые концентрации CaO и MgO и концентрации FeO. В кальцитовых метасоматитах содержание FeO уменьшается до 0,14% против 0,60% в доломитах, а содержание MgO — до 1,50—0,60% против 10—16% в доломитах. Количество CaO соответственно возрастает до 50% против 30% в доломитах. Содержания остальных компонентов, в том числе и P_2O_5, практически не изменяются.

Резкая смена концентраций двух-трех компонентов при постоянстве концентраций других может быть объяснена предположением о метасоматическом замещении доломитов кальцитовыми метасоматитами с привносом резко возросшего количества CaO и почти полным выносом MgO; последний мог осаждаться из растворов алюмосиликатами гранито-гнейсового окружения с образованием флогопитовых скарнов, в действительности спорадически встречающихся на флангах месторождения. В пределах рудного поля выносимый MgO может образовывать зоны низкотемпературной базификации — серпентиниты. Последние известны на месторождении. Исследованный нами один образец гигантозернистого серпентинита оказался несодержащим примеси никеля, что маловероятно для апобазитовых серпентинитов. Однако типоморфизм серпентинитов Селигдарского рудного тела выяснен еще далеко не достаточно.

Закономерности пространственного распределения концентраций P_2O_5, MgO и Fe_2O_3

Изучение пространственных закономерностей распределений породообразующих окислов может преследовать прагматическую и теоретическую цели. Прагматическая задача сводится к предсказыванию вероятных концентраций в точке по ее координатам. Эффективность такого предсказания зависит от величины множественного корреляционного отношения между концентрациями и координатами точек. На практике применимы лишь зависимости с весьма высокими значениями корреляционных отношений, обеспечивающих удовлетворительный с экономической точки зрения уровень надежности. Теоретическая задача чаще всего завершается установлением общих закономерностей (модальных или усредненных), что позволяет обеспечивать высокий уровень надежности суждений и не при слишком больших значениях корреляционных отношений.

Именно в этом, теоретическом, аспекте исследуем гипотезы о наличии трендов в распределении породообразующих окислов на плоскости профиля II—II. Этим самым, по существу, будут проверены генетические гипотезы, поскольку определенные формы рудного тела могут с высокой вероятностью свидетельствовать о его генезисе.

При осадочно-метаморфогенной версии образования Селигдарского месторождения следует ожидать пластообразные моноклинальные либо слабодислоцированные пологие линейные зоны распределения P_2O_5. При магматическом генезисе рудных и рудовмещающих толщ исходя из высокой корреляции между P_2O_5 и Fe_2O_3 в магматическом расплаве, во-первых, структуры P_2O_5 и Fe_2O_3 должны совмещаться, а, во-вторых, интрузивные тела типа штоков или интрузивных залежей, которые вполне разместятся в такой достаточно мощной зоне, как профиль II—II, могут быть иденти-

Таблица 4.30

Уравнения тренда концентраций P_2O_5, Fe_2O_3 и MgO для междускважинных блоков профиля II—II*

Номер скважины	P_2O_5	Fe_2O_3	MgO
78, 73 (n=114)	$Z(xy)=-0{,}22x+3{,}49y+0{,}04y^2+0{,}16xy$	$Z(xy)=2{,}92y-0{,}019x^2+0{,}033y^2-0{,}001x^3+0{,}14xy$	$Z(xy)=0{,}069x^2-0{,}068y^2+0{,}0019x^3-0{,}0075y^3$
78, 73, 79 (n=193)	$Z(xy)=-0{,}49x+0{,}00047x^3$	$Z(xy)=2-0{,}00016x^3$	$Z(xy)=10{,}36+1{,}99y+0{,}0059x^2-0{,}069y^2-0{,}0079y^3+0{,}089xy$
79, 72 (n=194)	$Z(xy)=1{,}84-0{,}219x+0{,}019y^2+0{,}00066y^3$	$Z(xy)=4{,}82-0{,}12y-0{,}019x^2-0{,}011y^2-0{,}013xy$	$Z(xy)=14{,}57+0{,}47x-0{,}57y-2{,}28y^2-0{,}12xy$
72, 80 (n=208)	$Z(xy)=3{,}53-0{,}17y-0{,}025y^2+0{,}0039x^3-0{,}00079y^3+0{,}016xy$	$Z(xy)=4{,}84-0{,}13x-0{,}13y-0{,}011y^2-0{,}014xy$	$Z(xy)=12{,}74-0{,}41y+0{,}036y^2+0{,}0022y^3+0{,}031xy$
80, 74 (n=186)	$Z(xy)=8{,}84-0{,}0053x^2-0{,}054y^2-0{,}0037y^3+0{,}017xy$	$Z(xy)=3{,}38-0{,}33y+0{,}0014y^3$	$Z(xy)=5{,}61x-1{,}38y-0{,}55x^2-0{,}032y^2+0{,}015x^3+0{,}0022y^3+0{,}069xy$
80, 74, 81 (n=261)	$Z(xy)=1{,}64x-0{,}11x^2-0{,}018y^2+0{,}0022x^3$	$Z(xy)=0{,}62x-0{,}33y-0{,}045x^2+0{,}019y^2+0{,}001x^3+0{,}0025y^3$	$Z(xy)=2{,}88x+0{,}29y-0{,}17x^2+0{,}0029x^3-0{,}0025y^3$

* n — число точек в скважинах; x—изменяется от 33 до —33; (см); y—изменяется от 10 до—29 (см).

фицированы изолиниями равных концентраций в виде изолированных структур центрального типа (с максимумами концентраций в центре) и соответствующей морфологии. И наконец, трубообразные тела, метасоматические колонны и штокверки могут сопоставляться с вертикальными столбообразными сгущениями изолиний равных концентраций.

Проверку гипотезы о сложном, реакционно-метасоматическом генезисе месторождения с наложением апатитовой минерализации на толщу осадочных доломитов по типу, описанному А. А. Маракушевым [1968], можно осуществить путем проверки тренда MgO по типу P_2O_5.

Тренды P_2O_5, MgO и Fe_2O_3 изучались мозаичным методом: сначала между двумя соседними скважинами, а затем отдельные блоки увязывались между собой. Регрессионные многочлены рассчитывались по нелинейному алгоритму до третьей степени включительно методом наименьших квадратов [Перегудов, 1965] с проверкой значимости всех членов уравнений и их взаимодействия. В конечном счете (табл. 4.30) для всех междускважинных блоков были вычислены уравнения тренда, связывающие среднее значение на 6-метровом интервале керна данного окисла с вертикальной и горизонтальной координатами центра этого интервала. Координаты отсчитывались от условной нулевой точки на горизонте 193,5 м скважины № 72. По полученным уравнениям строились изолинии предсказанных (теоретических) концентраций по стандартной [Руководство..., 1974] процедуре ИЛИН (трансформатор Альфа-6). Все вычисления проведены Т. М. Блинчик на БЭСМ-6. Полученные таким образом тренд-карты показаны на рис. 4.35—4.37.

Общей особенностью всех уравнений являются весьма невысокие значения корреляционных отношений, в силу чего не оправдано детальное толкование приведенных тренд-карт, но главная закономерность на них выявляется достаточно четко и с необходимой (95%) надежностью.

На тренд-картах Fe_2O_3 и P_2O_5 изолинии теоретических концентраций отчетливо вырисовывают структуру центрального типа с нарастанием

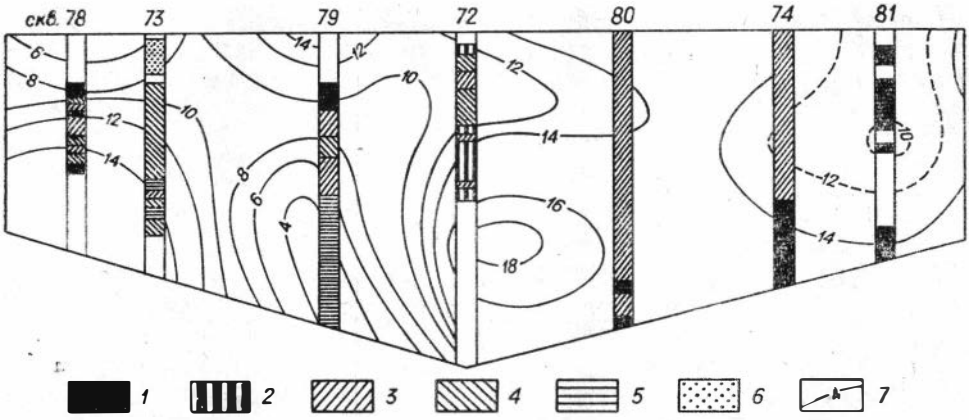


Рис. 4.35. Тренд-карта концентраций MgO по профилю II—II.

1 — метапонкиниты; *2* — метамиссуриты и метаперидотиты; *3* — силикатно-доломитизированные метасоматиты; *4* — доломитизированные метасоматиты; *5* — кальцитовые метасоматиты; *6* — апатитовые кварциты; *7* — изолинии теоретических концентраций.

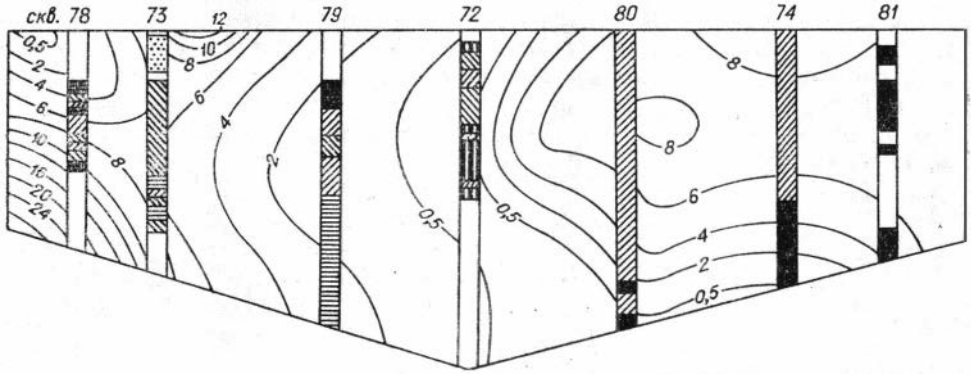


Рис. 4.36. Тренд-карта концентраций P_2O_5 по профилю II—II. Усл. обозн. см. на рис. 4.35.

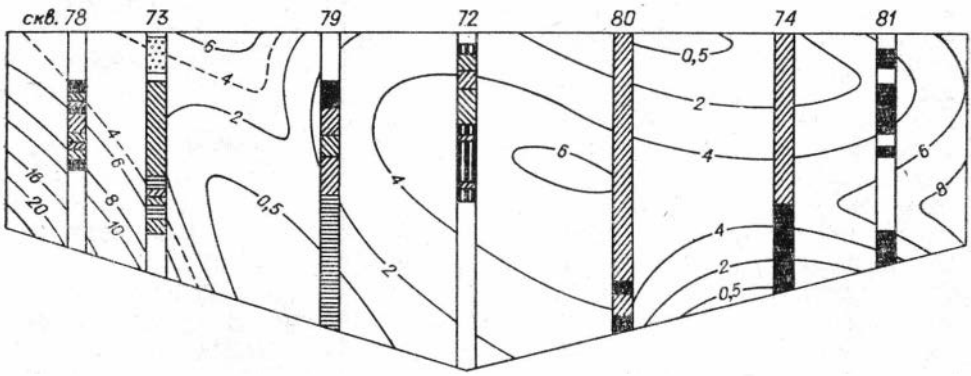


Рис. 4.37. Тренд-карта концентраций Fe_2O_3 по профилю II—II. Усл. обозн. см. на рис. 4.35.

концентраций от периферии к центру. Эта структура по конфигурации весьма напоминает интрузивную залежь. Периферия другого, более богатого и более глубоко залегающего тела, однотипно выявляющаяся на всех трех тренд-картах, вскрывается скв. 78.

Тренд-карта MgO, сохраняя обе особенности тренд-карт P_2O_5 и Fe_2O_3, дополняется двумя структурами меньшего, нежели описанные, порядка:

воронкообразной в районе скважин № 81—74 и структурой типа полой колонны в низах скв. 79. Первая, вероятно, отражает гетерогенное (полифазовое?) строение интрузивной залежи, вторая — смену доломитовых карбонатитов кальцитовыми.

Глава 5

ПЕТРОГРАФО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД РУДНОГО ТЕЛА

Высокая надежность суждений о составе пород по химическим анализам делает предпочтительным сохранение петрохимической классификации и при изучении петрографии и минералогии пород. С этой целью средние составы петрохимических породных групп пересчитаны на нормативные минералы в первично-магматической интерпретации (табл. 5.1). Помещенные в той же таблице реальные парагенезисы послужили основанием для петрографо-минералогической номенклатуры. Однако несоизмеримость точности классификации по химическим анализам объединенных проб и отдельным шлифам заставила петрохимические группы близкого нормативного состава объединять в более крупные петрографические группы, обеспечивающие объективное и воспроизводимое отнесение к ним любого образца породы. В описании использован материал не только профиля II—II.

1. ПЕТРОГРАФИЯ

Зеленокаменные породы

Применяя термин «зеленокаменные», мы хотим подчеркнуть, что эти породы подверглись зеленосланцевому метаморфизму, но метаморфизовались не полностью и сохранили минералогические и структурные признаки своего первично-магматического происхождения. Текстуры этих пород всегда массивные, иногда слабо петельчатые. Структуры в неизмененных частях призматические, монцонитовые либо габброидные, а в замещенных зеленосланцевым парагенезисом — лепидобластовые, лепидогранобластовые и гранобластовые. Слагающие породу минералы относятся к двум типам парагенезисов: высокотемпературному магматическому и низкотемпературному гидротермально-метасоматическому (зеленосланцевому). Это совместное нахождение в одном объеме двух разнотемпературных типов парагенезисов является главной особенностью зеленокаменных пород. Она позволяет расшифровать первичный состав и строение пород и характер наложенных на них вторичных процессов. Эта же особенность не позволяет связывать появление зеленосланцевых парагенезисов с региональным метаморфизмом, для которого характерна завершенность процессов замещения высокотемпературных парагенезисов. Реликтовые структуры и реликтовые минералы с достаточной надежностью позволяют установить первичный состав и первичное строение зеленокаменных пород. По составу они отвечают 1-й и 3-й петрохимическим группам (см. рис. 4.6). По петрографическим признакам могут быть выделены меташонкиниты, метаэссекситы, метамонцониты и метавариолиты.

Меташонкиниты. Структура породы ксенопойкилитовая—в крупных полях антигоритизированного оливина (?) и гематитизированного и хлоритизированного пироксена (?) вростки полевых шпатов, преимущественно ортоклаза и редко плагиоклаза. Магматический парагенезис включает:

Таблица 5.1

Нормативно-петрографическая номенклатура петрохимических породных групп Селигдарского рудного тела

Номер петрохимической породной группы	Тип пород: петрохимический	Тип пород: минералогический	Процент встречаемости	P_2O_5, %	Нормативный минеральный состав	Наблюдаемый минеральный состав
1	Метабазиты	Зеленокаменные	5,4	0,4	$Ол_{18}$ $Гип_{12}$ $Орт_{27}$ $Ан_{17}$ $Аб_{13}$ $Мт_4$ $Крнд_4$ $Дол_3$ $Ап_2$	Орт Пл Би Ап Мт Ант $Хл_1$ $Хл_2$ Фенг Рут Гем Карб Та Орт Пл Ап Мт Аб Фенг $Хл_2$ Гем Карб Та Лейк
3			7,7	0,5	$Гип_{45}$ $Орт_{27}$ $Крнд_{14}$ $Мт_7$ $Дол_4$ $Аб_1$ $Ап_{0,5}$ $Ан_{1,5}$	Пл Фенг $Хл_2$ Эп Кв Карб Гем Орт Пл Рог Би Мт Ап Фенг $Хл_1$ $Хл_2$ Аб Клц Карб Гем Ту
2		Карбонатизированные зеленокаменные	4,5	0,5	$Дол_{25}$ $Кв_{24}$ $Орт_{22}$ $Гип_{14}$ $Крнд_5$ $Мт_{7,5}$ $Гем_1$ $Аб_{0,5}$ $Ан_1$	Орт Пл Ап Мт Рут $Хл_1$ Фенг Аб Кв Карб Гем Орт Ап Мт Рут Ант $Хл_1$ $Хл_2$ Фенг Аб Карб Кв Гем
5	Карбонатизированные метабазиты		1,1	1,37	$Дол_{36}$ $Ди_{22}$ $Кв_{14}$ $Ан_{10}$ $Орт_{12}$ $Ап_2$ $Мт_3$ $Аб_1$	Орт Пл Флог Ап Мт Хл Фенг Карб Гем
11 12 10		Апатит-хлорит-доломитовые зеленокаменные	3,5 1,3 5,8	4,18 5,21 4,96	$Гип_{40}$ $Дол_{19}$ $Кв_{10}$ $Орт_9$ $Ап_8$ $Сил_8$ $Мт_3$ $Гем_3$ $Дол_{27}$ $Гип_{21}$ $Орт_{15}$ $Аб_{11}$ $Ап_{10}$ $Кв_{10}$ $Мт_4$ $Сил_2$ $Дол_{56}$ $Гип_{20}$ $Ап_9$ $Кв_6$ $Орт_4$ $Аб_1$ $Крнд_2$ $Мт_1$ $Гем_1$	Би Ап Мт Ант $Хл_2$ Фенг Карб Гем Би Ап Мт $Хл_1$ Аб Карб Гем
16	Доломитовые метасоматиты		2,7	15,31	$Дол_{31}$ $Ап_{31}$ $Гип_{21}$ $Кв_{6,2}$ $Ан_{2,3}$ $Орт_{3,2}$ $Аб_{1,5}$ $Мт_{1,4}$ $Гем_{2,4}$	
6 7 17		Апатит-доломитовые	28,6 2,3 3,1	5,2 6,44 12,02	$Дол_{80}$ $Ап_{8,6}$ $Ол_{8,4}$ $Крнд_3$ $Дол_{80}$ $Ап_{11}$ $Гип_4$ $Орт_2$ $Ол_2$ $Мт_1$ $Дол_{71}$ $Ап_{21}$ $Аб_2$ $Орт_1$ $Ан_3$ $Гем_2$	Ап Карб Гем Хл Кв Фенг
9 13 4		Апатит-кварц-доломитовые	16,4 1,6 1,4	4,49 4,48 1,56	$Дол_{70}$ $Кв_{11}$ $Гип_{10}$ $Ап_7$ $Орт_{0,5}$ $Аб_{0,5}$ $Мт_1$ $Дол_{49}$ $Кв_{29}$ $Гип_{10,5}$ $Ап_{8,5}$ $Орт_{0,7}$ $Аб_{0,7}$ $Мт_{1,6}$ $Дол_{74}$ $Кв_{18}$ $Ка_3$ $Ап_3$ $Аб_1$ $Орт_{0,7}$ $Гем_{0,3}$	Ап Дол Кв Гем
8	Кальцитовые метасоматиты	Кальцитовые	10,3	4,77	$Ка_{77}$ $Кв_8$ $Ап_7$ $Дол_6$ $\Sigma(Орт—Аб+Мт+Гем)_2$	
14 15	Кварциты	Апатит-кварцевые	1,6 0,5	4,51 18,28	$Кв_{74}$ $Ап_9$ $Орт_{6,4}$ $Гип_{3,6}$ $Дол_{1,2}$ $Мт_{1,5}$ $Крнд_{1,3}$ $Кв_{45}$ $Ап_{10}$ $Орт_{8,5}$ $Аб_{2,4}$ $Ап_{2,4}$ $Мт_{1,7}$	Ап Кв Дол Хл Ад Гем

Рис. 5.1. Антигорит-тальковая порода с гематитом и апатитом ($d = 1{,}3$ мм, шлиф 239). Ветвящиеся прожилки гематита исходят из зоны антигорита в тальковую основную массу.

Орт + $Пл_{60-70}$ + Ол(?) + Пир(?) + + Би + Ап + Мт. Минералы высокотемпературного парагенезиса замещаются первым зеленосланцевым парагенезисом в такой последовательности (ниже перечисляется последовательность согласно расположению низкотемпературных минералов в объеме высокотемпературных; возможные реакции разложения минералов при описании схем замещения не учитывались; предполагается, что система была открытой для привноса или выноса компонентов):

$$Ол \rightarrow Ант_{(F=30)} + Рут + Гем;$$

$$Би \rightarrow Хл_{1(F=45)} + Гем;$$

$$Пир \rightarrow Хл_1 + Гем;$$

$$Пл \rightarrow Фенг + Хл_2 + Карб.$$

Второй зеленосланцевый парагенезис фиксируется по антигориту:

$$Ант \rightarrow Та_{(N'_m=1{,}588\pm0{,}002)},$$

и в жилках, прорывающих все минералы, наблюдается ассоциация Фенг + $+Хл_2$ + Та + Карб.

Карбонатизация плагиоклаза превалирует над другими процессами его изменения. Весьма ярко выражен псевдоморфный характер антигорита по оливину с включением тонких иголочек рутила, образующих своеобразную сагенитовую решетку. Кроме того, замещение оливина антигоритом сопровождалось выделением избыточного железа, количество которого резко нарастает при замещении антигорита тальком (рис. 5.1), откуда оно по плоскостям спайности и интерстиционным каналам мигрирует в окружающее антигорит пространство. Метаморфогенный гематит своим обломочным ксеноморфизмом отличается от псевдоморфоз гематита по магнетиту высокотемпературных парагенезисов. Последний обычно идиоморфен.

Среди шонкинитов встречаются относительно лейкократовые разности переходного к сиенитам состава. При решительном преобладании ортоклаза количество зеленосланцевых псевдоморфоз по фемическим минералам здесь несколько меньше. Но главное их отличие от описанных шонкинитов в более кислом составе плагиоклаза и отсутствии антигорита. Структура пород отчетливо монцонитового типа. Текстура массивная или петельчатая. Первичный парагенезис представлен: Орт $+Пл_{40-30}$ $+Т/цв_1+$ + $Т/цв_2$ + Ап + Мт. Он сменяется более низкотемпературным по следующей схеме:

$$Кпш \rightarrow Фенг + Пе + Аб;$$

$$Пл \rightarrow Фенг + Хл_2 + Карб + Аб + Гем,\ N'_m \text{ фенгита} = 1{,}605;$$

$$Т/цв_1 \rightarrow Хл_2 + Гем,\quad N'_m \text{ хлорита}_2 = 1{,}596;$$

$$Т/цв_2 \rightarrow Хл_2 + Аб + Фенг + Лейк + Карб;$$

$$Мт \rightarrow Гем;$$

$$Хл_2 \rightarrow Та;\quad N'_m \text{ талька} = 1{,}588.$$

Рис. 5.2. Поле шлифа (235, $d = 3{,}2$ мм) зеленокаменного апошонкинит-сиенита, в котором изучен состав сосуществующих минералов (см. табл. 5.2).

Рис. 5.3. Поле шлифа (209, $d = 4{,}3$ мм) зеленокаменного апошонкинит-сиенита, в котором изучен состав сосуществующих минералов (см. табл. 5.3).

Очень характерны многочисленные жилки альбита + кварца, дренирующие в виде спутанно-волосяной сети полевые шпаты и сливающиеся в относительно широкие каналы в интерстиционном пространстве. В некоторых разновидностях отмечается низкотемпературный парагенезис:

$$\text{Пл} \rightarrow \text{Карб} + \text{Феng} + \text{Хл}_2 + \text{Эп} + \text{Кв};$$

$$\text{Т/цв}_2 \rightarrow \text{Феng} + \text{Хл}_2 + \text{Гем}.$$

Эпидот представлен пистацитом $(N'_p > 1{,}720)$, развит обильно и заполняет почти весь объем плагиоклазовых зерен.

Иногда к высокотемпературному парагенезису шонкинито-сиенитов добавляется биотит, так что ассоциация имеет вид: Орт + Пл + Т/цв + + Би + Ап + Мт + Мнц. Парагенезис вторичных минералов в этом случае таков:

$$\text{Кпш} \rightarrow \text{Му} + \text{Аб} + \text{Пе};$$

$$\text{Пл} \rightarrow \text{Феng} + \text{Карб};\ \text{Аб} + \text{Феng} + \text{Хл}_2 \pm \text{Карб} \pm \text{Кв} \pm \text{Лейк};$$

$$\text{Т/цв} \rightarrow \text{Хл}_2 + \text{Феng} + \text{Гем} \pm \text{Аб} \pm \text{Карб} \pm \text{Лейк} \pm \text{Рут} + \text{Эп};$$

$$\text{Би} \rightarrow \text{Хл}_1 + \text{Гем};$$

$$\text{Мт} \rightarrow \text{Гем}.$$

Структуры биотитсодержащих апошонкинит-сиенитов показаны на рис. 5.2 и 5.3, а составы сосуществующих минералов приведены в табл. 5.2 — 5.4. Измерение оптических констант минералов этого парагенезиса дает для Хл_2 $N'_m = 1{,}608$—$1{,}610$, для Хл_1 $N'_m = 1{,}590 - 1{,}595$, для биотита $N'_m = 1{,}610$, для фенгита $N'_m = 1{,}607 \pm 0{,}002$.

Метамонцониты. Характеризуются незначительным преобладанием ортоклаза над плагиоклазом при равном с ортоклазом количестве темноцветных минералов. Структура монцонитового типа (рис. 5.4), текстура от массивной до псевдобрекчиевидной, обусловленная неправильной формы участками слабоизмененной породы, как бы сцементированными ветвящимися зонками мелкозернистого агрегата хлорита + фенгита. Первичный парагенезис включает Орт + Пл_{80-90} + $\text{Рог}_{(F=35)}$ + $\text{Би}_{(F=30)}$ + + Мт + Ап. Роговая обманка отличается относительно большой устойчивостью к вторичным процессам, вследствие чего структура пород при-

Таблица 5.2

Химические составы минералов зеленокаменного меташонкинит-сиенита, сосуществующих в шлифе 235*

Элемент	Ортоклаз		Биотит		Хлорит 1		Хлорит 2		Фенгит ан. 1		Фенгит ан. 2	
	окислы, вес. %	форм. колич.	окислы, вес. %	форм. колич.	окислы, вес. %	форм. колич.	окислы, вес. %	форм. колич.	окислы, вес. %	форм. колич.	окислы, вес. %	форм. колич.
Si	64,46	3,00	36,79	2,854	27,81	2,941	33,18	3,263	53,57	3,561	53,67	3,668
Ti	—	—	2.20	0,128	0,02	0,001	—	—	—	—	—	—
Al	18,33	1,006	12,08	1,105	16,83	2,099	15,01	1,740	22,56	1,767	20,45	1,648
Cr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
ΣFe	0,04	0,002	16,29	1,057	18,73	1,657	8,94	0,735	3,12	0,174	3,08	0,176
Mn	—	—	0,18	0,009	0,21	0,019	—	—	—	—	—	—
Mg	—	—	15,88	1,836	20.80	3,279	27,99	4,103	6,19	0,614	5,66	0,577
Ca	—	—	0,04	0,003	0,03	0,004	0,14	0,015	0,06	0,005	0,06	0,005
Na	1,33	0,12	0,08	0,012	0.02	0,004	0,05	0,009	0,03	0,004	0,02	0,003
K	14,49	0,86	9,46	0,936	0,08	0,011	0,12	0,015	10,25	0,869	9.94	0,867
H_2O	—	—	4,50	—	12,00	—	12,0	—	4,50	—	4,50	—
Сумма	98,65	4,988	97,50	7,940	96,53	10,015	97,43	9,880	100,28	6,994	97,38	6,944
F				36,7		33,8		15,2		22,1		23,4
% Сел										56,8		65,7

* Анализы минералов в данной и всех последующих таблицах выполнены в рентгеноспектральной лаборатории ИГиГ СО АН СССР на микрозонде JXA - 5a Л. В. Усовой.

Таблица 5.3

Химические составы минералов зеленокаменного меташонкинит-сиенита, сосуществующих в шлифе 209

Элемент	Фенгит 1		Фенгит ан. 1		Фенгит ан. 2		Хлорит ан. 1		Хлорит ан. 2		Рутил	
	окислы, вес. %	форм. колич.	окислы, вес. %	форм. колич.	окислы, вес. %	форм. колич.	окислы, вес. %	форм. колич.	окислы, вес. %	форм. колич.	окислы, вес. %	форм. колич.
Si	49,30	3,339	46,60	3,211	47,68	3,339	24,95	2,693	25,98	2,771	0,35	—
Ti	0,11	0,006	0,045	0,002	0,11	0,006	—	—	—	—	99,32	—
Al	30,47	2,432	31,52	2,560	29,53	2,438	18,02	2,292	19,33	2,430	0,08	—
ΣFe	2,51	0,142	3,58	0,206	1,67	0,098	24,99	2,256	23,28	—	0,41	—
Mn	—	—	—	—	—	—	0,03	0,003	0,07	2,076	0,01	—
Mg	0,80	0,081	0,51	0,053	0,84	0,088	18,11	2,914	17,16	0,007	—	—
Ca	—	—	0,05	0,004	0,07	0,005	0,03	0,003	0,02	2,728	0,04	—
Na	0,30	0,040	0,405	0,054	0.27	0,037	—	—	—	0,002	—	—
K	9,71	0,839	10,06	0,884	9,91	0,886	—	—	—	—	—	—
H_2O	4,50	—	4,50	—	4,50	—	12,00	—	12,00	—	—	—
Сумма	97,70	6,879	97,27	6,974	94,58	6,897	98,13	10,161	97,84	10,014	—	—
F		63,7		79,5		52,7		43,7		43,3	100,21	
% Сел		28,2		20,6		26,9						

Таблица 5.4

Химические составы минералов зеленокаменного апошонкинит-сиенита, сосуществующих в шлифе 242

Элемент	Ортоклаз						Хлорит 2		Хлорит 1		Фенгит	
	ан. 1		ан. 2		ан. 3							
	окислы, вес. %	форм. колич.	окислы, вес. %	форм. колич.	окислы, вес. %	форм. колич.	окислы, вес. %	форм. колич.	окислы, вес. %	форм. колич.	окислы, вес. %	форм. колич.
Si	63,38	2,929	62,60	2,901	62,97	2,924	34,07	3,267	28,29	2,972	47,55	3,157
Ti	0,01	—	0,01	—	0,01	—	0,06	0,004	0,02	0,002	0,01	0,001
Al	19,95	1,087	20,62	1,127	20,03	1,097	16,21	1,833	16,85	2,086	32,73	2,562
ΣFe	0,04	0,002	0,05	0,002	0,05	0,002	9,88	0,792	21,28	1,870	3,89	0,216
Mn	0,02	0,001	0,03	0,001	0,01	0,001	0,05	0,004	0,07	0,006	0,03	0,002
Mg	0,02	0,001	0,04	0,002	0,01	0,001	27,17	3,884	19,45	3,046	1,99	0,197
Ca	0,04	0,002	0,16	0,008	0,02	0,001	0,18	0,019	0,01	0,001	0,05	0,004
Na	0,08	0,007	0,22	0,019	0,05	0,004	0,07	0,013	—	—	0,03	0,004
K	16,99	1,001	16,37	0,968	16,89	1,000	0,03	0,004	—	—	9,94	0,842
H_2O	—	—	—	—	—	—	12,00	—	12,00	—	4,50	—
Сумма	100,53	5,030	100,10	5,028	100,04	5,030	99,72	9,820	97,97	9,983	100,72	6,985
F								17,0		38,1		52,5
% Сел												15,6

нимает ксенобластовый характер. Смена парагенезисов происходит по такому типу:

Орт → Му + Аб + Пе;

Пл → Фенг + Клц + Аб + Карб;

Рог → Ту + $Хл_2$ + Клц;

Би → $Хл_1$+Гем;

Мт → Гем.

Состав минералов высоко- и низкотемпературного парагенезисов приведен в табл. 5.5. Роговая обманка обыкновенная, заметно плеохроирующая от светло-желтого по N_p до буровато-зеленого по N_g; $2V = 76—78°$; $cN_g = 18°$; $N'_g = 1,665$; $N'_p = 1,646$. Биотит резко плеохроирует в коричнево-буро-зеленых тонах, $N'_m = 1,610$. Заслуживает внимания турмалин, плеохроирующий от голубого до буро-зеленого и имеющий зональное строение (см. табл. 5.5). Турмалин образует тонкие каймы вокруг роговой обманки и биотита. Эпидот (клиноцоизит) бледно-желтого цвета, образует хорошо индивидуализированные агрегаты.

Метаэссекситы. Отличаются преобладанием плагиоклаза над ортоклазом и присутствием отдельных зерен идиоморфного кварца. Структура призматическая, текстура массивная. Высокотемпературный парагенезис включает $Пл_{30-40}$ + Орт + Т/цв + Би + Ап + Мнц + Кв + Мт. По степени устойчивости к вторичным изменениям полевые шпаты занимают промежуточное положение между наиболее сильно измененным темноцветным минералом (пироксеном?) и наиболее устойчивым бурым биотитом. Схема замещения высокотемпературного парагенезиса низкотемпературным выглядит так:

Пл → Фенг;

Орт → Сер;

Т/цв → Фенг + Карб + Гем + $Хл_2$;

Би → $Хл_1$ + Гем;

Мт → Гем.

Таблица 5.5

Химические составы минералов зеленокаменного метамонцонита, сосуществующих в шлифе 250

Элемент	Битовнит						Роговая обманка						Биотит	
	ан. 1		ан. 2		ан. 3		ан. 1		ан. 2		ан. 3		ан. 1	
	окислы, вес. %	форм. колич.	окислы, вес. %	форм. колич.	окислы, вес. %	форм. колич.	окислы, вес. %	форм. колич.	окислы. вес. %	форм. колич.	окислы, вес. %	форм. колич.	окислы, вес. %	форм. колич.
Si	47,45	2,187	46,59	2,17	47,92	2,214	42,14	6,324	42,10	6,306	41,70	6,251	37,24	2,777
Ti	—	—	—	—	—	—	1,87	0,211	2,14	0,242	2,29	0,258	4,20	0,236
Al	32,86	1,785	32,98	1,81	32,23	1,755	12,09	2,139	11,89	2,099	11,91	2,104	14,57	1,280
ΣFe	0,19	0,007	,15	0,006	0,18	0,007	12,23	1,536	12,37	1,550	12,82	1,607	12,40	0,774
Mn	—	—	0,01	—	—	—	0,08	0,011	0,14	0,017	0,15	0,019	0,06	0,004
Mg	0,01	0,001	0,02	0,001	0,02	0,001	12,78	2,858	12,88	2,878	12,81	2,863	16,29	1,811
Ca	17,28	0,853	16,97	0,847	16,70	0,827	11,85	1,905	11,66	1,871	11,73	1,884	0,03	0,002
Na	1,93	0,172	1,94	0,175	1,92	0,172	1,89	0,550	2,04	0,593	2,08	0,605	0,24	0,034
K	0,09	0,005	0,11	0,006	0,58	0,034	1,42	0,271	1,50	0,287	1,59	0,304	9,39	0,893
H_2O	—	—	—	—	—	—	2,00	—	2,00	—	2,00	—	4,50	—
Сумма...	99,81	5,010	98,77	5,015	99,55	5,010	98,35	15,805	98,72	15,843	99,08	15,895	98,92	7,811
F								35,1		35,25				30,0
% Сел														

Окончание табл. 5.5

Элемент	Биотит		Клиноцоизит				Турмалин				Хлорит		Фенгит			
	ан. 2		ан. 1		ан. 2		ан. 1		ан. 2				ан. 1		ан. 2	
	окислы, вес. %	форм. колич.	окислы, вес. %	форм. колич.	окислы, вес. %	форм. колич.	окислы, вес. %	форм. колич.	окислы, вес. %	форм. колич.	окислы, вес. %	форм. колич.	окислы, вес. %	форм. колич.	окислы, вес. %	форм. колич.
Si	37,21	2,753	39,34	3,015	38,55	2,989	36,32	6,043	35,91	5,92	28,31	2,931	47,88	3,159	48,18	3,148
Ti	3,93	0,219	0,02	0,001	0,02	0,001	0,01	0,001	0,02	0,003	0,03	0,002	0,01	0,001	—	—
Al	15,19	1,324	29,95	2,706	29,48	2,695	28,55	5,599	29,27	5,689	18,35	2,240	34,46	2,680	35,04	2,699
ΣFe	11,94	0,738	4,11	0,263	4,45	0,289	10,78	1,501	10,61	1,463	19,59	1,696	1,46	0,081	0,84	0,046
Mn	0,06	0,004	0,04	0,003	0,19	0,013	0,04	0,006	0,02	0,003	0,17	0,015	—	—	—	—
Mg	17,15	1,891	0,05	0,006	0,06	0,007	7,61	1,886	7,97	1,958	19,75	3,047	1,00	0,098	1,34	0,130
Ca	0,08	0,006	24,37	2,001	24,30	2,018	1,53	0,272	2,00	0,354	0,05	0,006	0,04	0,003	0,04	0,003
Na	0,26	0,037	0,02	0,004	0,02	0,004	2,24	0,724	2,10	0,674	0,04	0,007	0,20	0,026	0,20	0,025
K	8,75	0,826	0,06	0,005	0,07	0,006	0,06	0,012	0,06	0,012	0.08	0,010	11,09	0,934	11,11	0,926
H_2O	4,50	—	2,00	—	2,00	—	3,00+9,5 B_2O_3	—	3,00+9,5 B_2O_3	—	12,00	—	4,50	—	4,50	—
Сумма . . .	99,07	7,798	99,96	8,004	99,14	8,022	99,64	16,044	100,46	16,076	98,37	9,954	100,64	6,982	101,25	6,977
F		28,0										36,0		45,2		26,1
% Сел														15,0		14,0

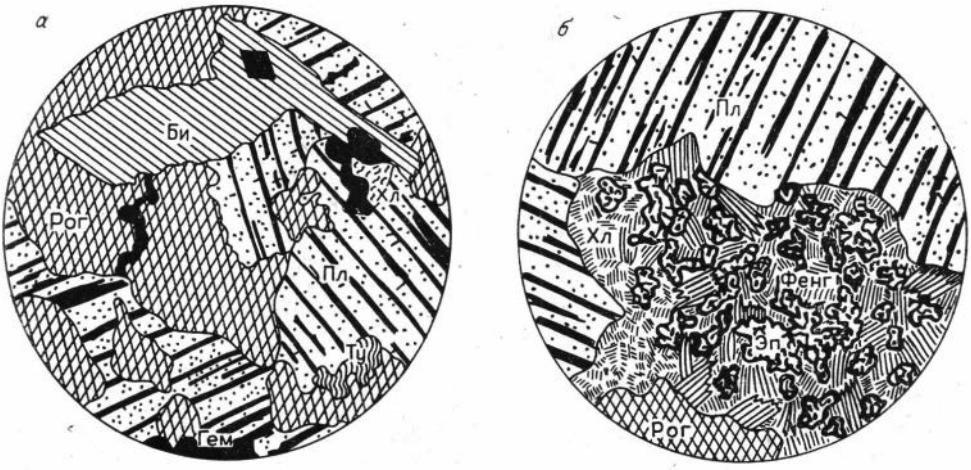


Рис. 5.4. Поля зеленокаменного метамонцонита, в которых изучены составы сосуществующих минералов (шлиф 250, $d = 4{,}1$ мм).

а — крупные зерна роговой обманки в ассоциации с битовнитом, биотитом, хлоритом, гематитом и турмалином; *б* — агрегат эпидота, хлорита и фенгита, замещающий битовнит и роговую обманку.

Метавариолиты. Эти породы характеризуются мелкозернистым сложением и вариолитовой, переходящей в фибролитовую, текстурой. Радиально-лучистые стяжения выполнены агрегатом радиально расположенных тонких призмочек и лейст плагиоклаза, ортоклаза, тонкораскристаллизованного стекла и альбит-хлорит-фенгитового агрегата, образующего псевдоморфозы по темноцветному минералу. При этом хлорит и фенгит, прорастая друг друга, выполняют центральную часть лейст, а альбит — периферическую. Вариоли погружены в мелкозернистую основную массу, представленную карбонатом, хлоритом, фенгитом и гематитом. В некоторых разновидностях наблюдаются переходы от вариолей к спутанно-волокнистой массе полевых шпатов с рассеянными между ними вкраплениями бурого карбоната, гематита и хлорита. Отмечаются псевдоморфозы фенгит-хлоритового и хлорит-карбонат-гематитового агрегатов по порфировым выделениям темноцветного минерала. К таким псевдоморфозам приурочено множество короткостолбчатых идиоморфных кристаллов апатита.

В заключение описания зеленокаменных пород специально акцентируем внимание на характере апатита. Во всех разновидностях апатит ведет себя в полном соответствии с обычным апатитом магматических пород основного состава. Он бесцветен, свободен от включений, образует короткостолбчатые кристаллы идиоморфного облика, встречается в качестве пойкилитовых включений в центральных частях полевых шпатов, но особенно часто в ассоциации с магнетитом скапливается в биотитах, а с монацитом и эпидотом — в зонах псевдоморфоз вторичных минералов по высокотемпературным темноцветным минералам. Апатит в зеленокаменных породах — типичный акцессорный минерал.

Карбонатизированные зеленокаменные породы

По составу они отвечают 2-й и 5-й петрохимическим группам. Главное отличие от зеленокаменных пород заключается в большей роли средне-высокотемпературных парагенезисов темноцветных минералов и решительном преобладании среди вторичных парагенезисов карбоната.

Рис. 5.5. Карбонатизация полевых шпатов в полевошпатовой зеленокаменной породе (шлиф 219, $d = 3{,}2$ мм).

Рис. 5.6. Карбонатизированная зеленокаменная порода (шлиф 150, $d = 4{,}1$ мм). Крупные зерна гематита и флогопита разъедаются хлорит-фенгитовым мелкочешуйчатым агрегатом.

Структуры первичных пород не видны даже в ксенолитах. Единственными остатками участков высокотемпературных пород являются в отдельных местах скопления контурно обозначенных таблиц полевых шпатов. Если в зеленокаменных породах почти всегда можно было привязать вторичный минерал к замещаемому им минералу более раннего парагенезиса, то в карбонатизированных зеленокаменных породах лишь фенгит имеет точный минералого-пространственный адрес. Хлорит и карбонат отдельными сливными полями выполняют значительный объем породы, прихотливо чередуясь друг с другом.

Относительно четко выделяются две генерации хлорита (магнезиальный и железисто-магнезиальный) и карбоната. Первый карбонат ожелезненный, тонкозернистый, имеет бурый цвет, тонкой вкрапленностью и небольшими пятнами распределен по полевым шпатам. Второй карбонат бесцветный, сечет первый в виде прожилков, а также образует крупные скопления относительно небольших изометрических зерен, развиваясь по полевым шпатам (рис. 5.5). В полях развития бесцветного карбоната встречаются обломки измененных полевых шпатов и резорбированные трещиноватые зерна апатита. Ксеногенный характер этих зерен отчетливо проявляется на фоне сингенетичных карбонату изометричных либо ранее идеально идиоморфных кристаллов кварца и ксеноморфных зерен альбита. Эти принадлежащие вторичной ассоциации кварц и альбит нередко переполнены (исключая идеально идиоморфные кристаллы) пойкилитовыми включениями хлорита, фенгита, гематита и полевых шпатов. Взаимоотношения хлорита и карбоната не очень ясны. Жилки бесцветного карбоната рвут $Хл_1$, а зальбанды этих жилок сопровождаются развитием $Хл_2$. Но в других случаях отчетливые жилки зеленого розетчатого $Хл_1$ пронизывают карбонат.

Обращаясь к анализу парагенезисов карбонатизированных зеленокаменных пород, следует подчеркнуть их однотипность с ранее описанной группой. Наиболее часто встречается парагенезис Орт + Пл + + Ап + Т/цв + Мт + Рут, который замещается по типу: Пл + Орт → → $Хл_1$ + Фенг + Аб + Кв + Карб + Гем → Карб + Кв ± Фенг (в прожилках). Хлорит имеет $N'_m = 1{,}609$; фенгит—$N'_m = 1{,}584$. Состав ортоклаза, а также хлорита и фенгита, замещающих темноцветный минерал, приведен в табл. 5.6.

Таблица 5.6

Химические составы минералов карбонатизированной зеленокаменной породы, сосуществующих в шлифе 217

Элемент	Ортоклаз		Хлорит		Фенгит	
	окислы, вес. %	форм. колич.	окислы, вес. %	форм. колич.	окислы, вес. %	форм. колич.
Si	62,95	3,00	29,91	2,990	47,70	3,263
Ti	0,01	—	0,03	0,002	0,06	0,003
Al	17,45	0,981	21,38	2,520	30,94	2,494
ΣFe	0,14	0,006	17,72	1,482	2,94	0,168
Mn	0,03	0,001	0,08	0,007	0,02	0,001
Mg	—	—	18,37	2,736	1,00	0,102
Ca	0,01	0,001	0,06	0,007	0,03	0,002
Na	0,18	0,017	0,01	0,002	0,25	0,033
K	16,79	1,021	0,01	0,001	10,00	0,873
H_2O	—	—	12,00	—	4,50	—
Сумма . . .	97,56	5,027	99,57	9,747	97,44	6,939
F				35,0		62,4
% Сел						25,8

Другой тип парагенезиса включает оливин (?) и развивающийся по нему антигорит: Орт + Ол (?) + Ап + Мт + Рут.

Вторичный парагенезис состоит из

$$\text{Орт} \rightarrow \text{Хл}_1 + \text{Фенг} + \text{Аб} + \text{Карб} + \text{Кв};$$

$$\text{Ол} \rightarrow \text{Ант} + \text{Хл}_2 + \text{Фенг} + \text{Карб} + \text{Гем}.$$

В отличие от зеленокаменных пород в этом случае антигорит не имеет псевдоморфного облика, а образует сплошную массу, в которой иногда наблюдаются скопления рутила с акцессориями и спикулами гематита.

Для карбонатизированных зеленокаменных пород характерен ранее не встречавшийся парагенезис полевых шпатов с флогопитом — Орт + Пл + Т/цв + Флог + Ап + Мт, замещаемый по типу:

$$\text{Орт} + \text{Пл} \rightarrow \text{Хл} + \text{Фенг} + \text{Аб} + \text{Карб} + \text{Кв};$$

$$\text{Т/цв} \rightarrow \text{Хл} + \text{Фенг} + \text{Карб} + \text{Гем};$$

$$\text{Флог} \rightarrow \text{Хл} + \text{Фенг};$$

$$\text{Мт} \rightarrow \text{Гем}.$$

Составы фенгита, развивающегося по полевым шпатам, и минералов, замещающих флогопит, приведены в табл. 5.7. Характер замещения флогопита показан на рис. 5.6.

Апатит в породах этой группы преимущественно акцессорного типа, однако встречаются и крупные резорбированные зерна неправильной формы — вторая более поздняя генерация высокотемпературного парагенезиса.

Апатит-хлорит-доломитовые зеленокаменные породы

По преобладающему темноцветному минералу выделяются две разновидности: антигорит-хлоритовая и хлоритовая.

Первая характеризуется парагенезисом: Пл (?) + Ол (?) + Т/цв (?) + Би + Ап + Мт. Как видно, минералы первичного парагенезиса устанавливаются с трудом. В некоторых местах антигоритовые обособления все-таки весьма напоминают псевдоморфозы по оливину. Здесь

Таблица 5.7

Химические составы минералов карбонатизированной зеленокаменной породы, сосуществующих в шлифе 150

Элемент	Флогопит				Фенгит 1		Фенгит 2		Хлорит 1		Гематит			
	ан. 1		ан. 2								ан. 1		ан. 2	
	окислы, вес. %	форм. колич.	окислы, вес. %	форм. колич.	окислы, вес. %	форм. колич.	окислы, вес. %	форм. колич.	окислы, вес. %	форм. колич.	окислы, вес. %	форм. колич.	окислы. вес. %	форм. колич.
Si	38,18	2,777	37,39	2,753	45,51	3,106	50,63	3,347	25,83	2,646	0,23	—	0,08	—
Ti	0,06	0,003	0,62	0,034	0,12	0,006	0,07	0,003	0,02	0,002	0,23	—	0,39	—
Al	18,45	1,582	18,76	1,629	31,74	2,553	28,43	2,215	21,58	2,608	0,21	—	0,46	—
ΣFe	3,22	0,196	3,47	0,214	3,56	0,203	2,95	0,163	20,20	1,731	92,29	—	95,26	—
Mn	0,04	0,003	0,05	0,003	0,06	0,004	—	—	—	—	0,08	—	0,14	—
Mg	22,22	2,409	20,90	2,295	3,81	0,388	4,50	0,443	19,71	3,043	0,13	—	0,19	—
Ca	0,03	0,002	0,02	0,002	0,22	0,016	0,12	0,009	0,09	0,010	0,07	—	0,08	—
Na	0,21	0,030	0,21	0,029	0,13	0,017	0,13	0,017	0,01	0,002	—	—	—	—
K	9,50	0,881	9,66	0,907	7,47	0,650	8,39	0,708	0,09	0,012	—	—	0,08	—
H_2O	5,00	—	5,00	—	5,00	—	5,00	—	12,00	—	—	—	—	—
Сумма . . .	96,91	7,883	96,08	7,866	97,62	6,943	100,22	6,905	99,53	10,054	93,24		96,68	
F		7,6		8,6		34,8		26,9		36,3				
% Сел						20,7		36,7						

Рис. 5.7. Апатит-хлорит-доломитовая зеленокаменная порода (шлиф 170, $d = 0{,}9$ мм). Псевдоморфоза антигорита по оливину замещается доломитом и гематитом. Видны две генерации гематита: пятна и параллельные вростки.

Рис. 5.8. Зеленокаменная порода апатит-хлорит-доломитового состава (шлиф 138, $d = 3{,}2$ мм). Крупные кристаллы апатита с трубчатыми включениями гематита раздроблены и сцементированы агрегатом из обломков апатита и хлорит-гематитовой массы.

антигорит часто в ассоциации с другими минералами: хлоритом, фенгитом и гематитом. Карбонат (доломит) в таких ассоциациях всегда явно более поздний. Замещение им антигорита сопровождается выделением железа (рис. 5.7), так что замещение оливина можно представить схемой

$$\text{Ол} \rightarrow \text{Ант} + \text{Хл} + \text{Фенг} + \text{Гем};$$

$$\text{Ант} \rightarrow \text{Дол} + \text{Гем}.$$

В этой ассоциации минералы характеризуются следующими оптическими константами: N'_m антигорита $= 1{,}568$; N'_m хлорита $= 1{,}585$—$1{,}595$; N'_0 доломита $= 1{,}677$; апатита— $N'_g = 1{,}637$; $N'_p = 1{,}633$.

Фенгит, хлорит и апатит распространены не только вместе с антигоритом, но встречаются во всем объеме пород главным образом в виде псевдоморфоз (в основном фенгита и в подчиненном количестве хлорита) по крупночешуйчатому бурому биотиту. Это замещение сопровождается выделением гематита, образующего тонкие прослои по плоскостям спайностей фенгита и хлорита. Отчетливо наблюдаются следы выноса и перераспределения железа из межпакетных пространств к периферии фенгитовых псевдоморфоз и в окружающее пространство по зонам трещиноватости.

Существенно хлоритовая разновидность имеет тот же (за исключением оливина) первичный парагенезис минералов, что и антигоритовая, но во вторичном парагенезисе не встречаются антигорит и фенгит. Смена парагенезисов происходит по типу:

$$\text{Кпш} \rightarrow \text{Аб} + \text{Хл}_1 + \text{Дол(ожелезн.)};$$

$$\text{Т/цв (?)} \rightarrow \text{Хл}_1 + \text{Дол(ожелезн.)};$$

$$\text{Би} \rightarrow \text{Хл}_1 + \text{Гем};$$

$$\text{Мт} \rightarrow \text{Гем};$$

$$\text{Ап} \rightarrow \text{Аб} + \text{Дол} + \text{Гем(в жилках)}.$$

Как и в предыдущей группе, выделяются две генерации доломита: мелкозернистого ожелезненного и бесцветного — самого позднего по време-

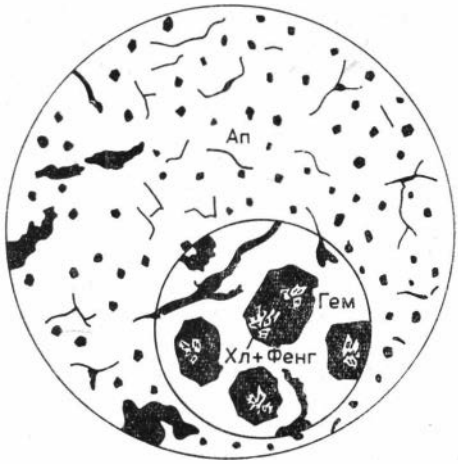


Рис. 5.9. Апатит-хлорит-доломитовая зеленокаменная порода (шлиф 170, $d_1 = 7{,}0$ мм, $d_2 = 0{,}6$ мм). Торцовый срез серии трубчатых включений гематита в апатите. Совместно с гематитом устанавливается наличие хлорита и фенгита.

ни образования и пространственно локализованного в других минералах исключительно по плоскостям трещин. Крупные скопления кристаллов такого доломита, как правило, имеют апофизы во все вмещающие минералы, в том числе и в апатит.

Апатит образует крупные идиоморфные кристаллы, переполненные пойкилитовыми включениями призматической формы, состоящими из хлорита, фенгита и гематита. Количество этих призмочек и их размеры варьируют в сторону резкого уменьшения по сравнению с минимальными размерами этих минералов в породе. Иногда отчетливо видно, как скопления разно ориентированных призмочек в дальнейшем сменяются системой параллельных сильно вытянутых включений хлорита и фенгита с гематитом или без него. Эти параллельно ориентированные включения, получившие в обиходе название трубчатых включений, рвутся зонами трещиноватости (рис. 5.8) и поздним доломитом. Торцовая часть включений (рис. 5.9) имеет правильные геометрические очертания и показывает, что в них гематит всегда ассоциирует с хлоритом и фенгитом. Учитывая это обстоятельство, а также интересные результаты сравнения химических и рентгеноспектральных анализов апатита, показавших, что валовой состав апатита отличается от состава апатита, проанализированного на микрозонде (без включений), избытком кальция, железа и кремнекислоты в соотношениях, характерных для метасиликатов, мы склонны рассматривать эти включения как зоны эпитаксических сростков метасиликата с апатитом на магматической стадии. Включения хотя и распространены достаточно часто, но по объему включенного в апатит железа в целом для пород значительно уступают железу, сконцентрированному в зонах трещиноватости, которое главным образом и придает окраске апатита тона сургучной гаммы. От этого железа можно без особого труда избавиться при мономинеральном отборе и предварительном отмагничивании навесок, так что оно не может значительно повлиять на разницу микрозондовых и валовых анализов апатита.

Подводя итог описанию данной группы, следует признать, что есть весьма веские причины относить апатит к полевошпатово-темноцветному парагенезису, хотя в нем он занимает по времени выделения одно из последних мест. Тот факт, что апатит пронизан хлоритовыми, фенгитовыми и карбонатными жилками, подтверждает это. Включенные в апатит хлоритовые и фенгитовые вростки суть псевдоморфозы по минералам высокотемпературного парагенезиса.

Апатит-доломитовые породы

Описываемые породы представлены парагенезисом: Ап + Дол + Гем + Хл ± Кв ± Фенг. Структура порфиробластическая с гранобластовой или лепидогранобластовой основной тканью, текстура массивная.

Карбонат иногда составляет до 80% всей массы породы. Зерна имеют разную величину и конфигурацию. Представлен он доломитом, в шлифах бесцветный, иногда желтоватый. Наблюдается одновременно в виде сравнительно крупных (от 0,5×0,8 до 5,0×7,0 мм), изометричных зерен, ксеноморфных по отношению к апатиту, или мелких (0,03 × 0,05 мм), ромбовидных кристалликов; иногда вместе с кварцем выполняет мелкие трещинки в апатите. Показатели преломления различных форм выделения доломита не отличаются и имеют значения $N'_o = 1{,}701 - 1{,}709$ и $N'_e = 1{,}518 - 1{,}528$, свидетельствующие о повышенной его железистости. Иногда в доломите отмечаются полисинтетические двойники и деформации зерен, обусловливающие их неровное погасание. Нередко на стыке крупных зерен наблюдаются замещения доломита более мелкозернистым кварц-доломитовым агрегатом, что является скорее всего следствием динамометаморфизма и перекристаллизации. По трещинкам спайности в доломите зачастую развивается гематит и гидроокислы железа. В некоторых образцах ромбические зерна доломита ожелезнены по периферии с образованием бурых кайм, резко отличающихся от бесцветных центральных частей зерен.

Хлорит присутствует в виде двух разновидностей: крупночешуйчатой (очевидно, псевдоморфозы по биотиту) с $N'_m = 1{,}601$ и мелкочешуйчатой с тем же показателем преломления, но в виде тонкого агрегата, развивающегося по темноцветному минералу высокотемпературного парагенезиса, а также окаймляющего крупночешуйчатый хлорит и выполняющего трещины в апатите и гематите. Иногда наблюдается в тесной ассоциации с мелкочешуйчатым фенгитом ($N'_m = 1{,}588$) и мелкозернистым карбонатом в виде неправильной формы скоплений — псевдоморфоз по полевым шпатам.

Гематит присутствует в виде крупных зерен, насыщенных прожилками доломита и хлорита. Единичные зерна кварца включены в крупные зерна доломита или образуют тонкие прожилки совместно с доломитом в апатите.

Апатит — крупные изометричные зерна, придающие структуре пород порфиробластовый облик. Пересекаются жилками кварц-доломитового и доломит-гематитового состава. По трещинам обогащены гематитом. В интерстиционной массе нередко отмечаются обломки раздробленных зерен апатита в ассоциации с доломитом, хлоритом и гематитом.

Апатит-кварц-доломитовые породы

Структура пород порфироксенобластовая, средне-мелкозернистая гранобластического типа. Текстура пятнистая. Пятна образуют чередования скоплений средне-мелкозернистых кварца и доломита, в которые как бы погружены значительно более крупные кристаллы апатита. Порода сложена в основном доломитом, апатитом и кварцем. Гематит присутствует в резко подчиненном количестве, и по сравнению с другими типами пород его здесь значительно меньше. Доломит и кварц в мономинеральных скоплениях представлены изометричными зернами. Отмечаются взаимные проникновения жилок доломита в кварц и кварца в доломит. Нередки пойкилоподобные вростки кварца в доломите и доломита в кварце. В доломитовом окружении кварц образует идиоморфные кристаллы крупных размеров. В общем, судя по взаимоотношениям кварца и доломита, создается впечатление почти одновременной кристаллизации этих минералов все же при некотором запаздывании кварца. И кварц и доломит пересекают апатит в виде мономинеральных жилок.

Апатит представлен как идиоморфными кристаллами с соотношением сторон 1 : 10 и 1 : 15, так и неправильными или эллипсовидными зернами. Для апатита характерна интенсивная резорбция зерен с проникновением

в резорбированные участки кварца и доломита. Импрегнация доломита и кварца в апатит является одной из причин его разрушения. Морфологические признаки весьма отчетливо свидетельствуют о том, что кристаллизация кварца и доломита из проникавших по трещинам растворов приводит к расширению трещин и разламыванию кристаллов. Апатит этой группы пород заметно осветлен за счет уменьшения количества гематита в прожилках. Отчетливо фиксируется вынос гематита из апатита: точечные скопления гематита концентрируются в трещинах апатита лишь в периферических частях зерен, а также в их эндоконтактовом межзерновом пространстве.

Апатит-кварцевые породы

Апатит-кварцевые породы имеют постепенные переходы к апатит-кварц-доломитовым и апатит-доломитовым. Апатит и кварц — главные породообразующие минералы. Карбонат лишь как связующая цементирующая фаза. В некоторых разновидностях интерстиции выполнены гематитом, хлоритом, адуляром (рис. 5.10). Состав сосуществующих хлорита и адуляра приведен в табл. 5.8. Интерстиционный карбонат то почти исчезает, то образует достаточно крупные скопления. В некоторых разновидностях доломит переполнен точечными включениями гематита. Зерна кварца идиоморфны относительно доломита и ксеноморфны относительно апатита — типично гранобластовая ситуация с идиоморфизмом минералов согласно их кристаллизационной силе. Размер зерен кварца значительно изменяется от образца к образцу, но достаточно устойчив в пределах шлифа. В этих породах количество кварца резко возрастает и окварцевание породы устанавливается весьма отчетливо. Особенно ярко это видно по апатиту. Крупные идиоморфные кристаллы апатита повсеместно пронизаны кварцевыми жилками и интенсивно дезинтегрируются. В таких случаях основная ткань породы полна остроугольных обломков. Кроме апатита в некоторых образцах видны скелетные реликты псевдоморфоз фенгита и хлорита по минералам высокотемпературного парагенезиса, часто почти нацело замещенные агрегатом изометричных зерен кварца. Псевдоморфозы имеют сильно вытянутые прямоугольные сечения. Иногда наблюдаются фенокристы, представленные крупнозернистыми скоплениями гематита, хлорита и эпидота.

Таблица 5.8

Химические составы минералов апатит-кварцевой породы, сосуществующих в шлифе 172

Элемент	Адуляр				Хлорит	
	ан. 1		ан. 2			
	окислы, вес. %	форм. колич.	окислы, вес. %	форм. колич.	окислы, вес. %	форм. колич.
Si	63,93	3,008	63,28	3,005	31,94	3,117
Ti	0,03	0,001	0,02	0,001	0,04	0,003
Al	17,37	0,963	17,45	0,977	18,72	2,153
ΣFe	0,26	0,010	0,43	0,017	17,63	1,439
Mn	0,03	0,001	0,04	0,002	0,05	0,004
Mg	0,13	0,009	0,05	0,003	20,87	3,037
Ca	0,04	0,002	0,07	0,004	0,28	0.029
Na	0,27	0,025	0,28	0,025	0,01	0,002
K	16,76	1,006	16,01	0,970	0,33	0,041
H_2O	—	—	—	—	12,00	—
Сумма . . .	98,82	5,025	97,63	5,004	101,87	9,825
F						32,2

Рис. 5.10. Поле шлифа (172, $d = 0{,}8$ мм) апатит-кварцевой породы, в котором изучен состав сосуществующих минералов (см. табл. 5.8). Мелкозернистый агрегат гематита, доломита, хлорита и адуляра цементирует крупные зерна кварца и апатита.

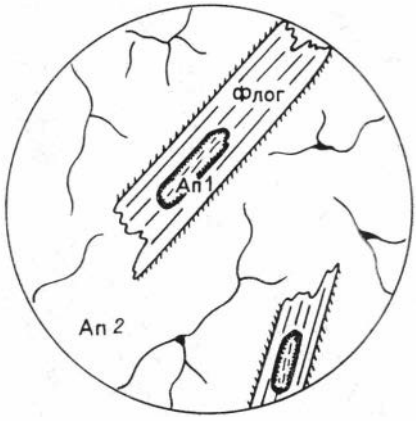


Рис. 5.11. Апатит-кварцевая порода (шлиф 171, $d = 0{,}9$ мм) с антигоритом, гематитом и доломитом. Пойкилитовые включения апатита 1 во флогопите и флогопита в апатите 2.

Другая разновидность апатит-кварцевых пород состоит из гигантских кристаллов апатита с подчиненным количеством кварца. Апатит здесь идиоморфен, содержит в качестве пойкилитовых включений минералы докварцевой генерации (гематит, псевдоморфозы фенгита и хлорита по первичным минералам). В пойкилитовых включениях фенгитизированного биотита видны пойкилитовые включения идиоморфного апатита акцессорного типа 1-й генерации (рис. 5.11). В трещинах апатита масса скоплений изометричных зерен гематита. Доломит и кварц, как обычно, заполняют трещинки в апатите. Адуляро-кварцевая ассоциация завершает процессы минералообразования в породах Селигдарского рудного тела.

2. СОСТАВ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ

Состав минералов несет информацию как о среде образования, так и о термодинамических условиях кристаллизации. Именно с этих позиций обсудим приведенные в § 1 данные анализов.

Полевые шпаты. Наиболее чувствительны к изменению условий образования плагиоклазы. Известно [Фации..., 1970], что в условиях определенной фации регионального или контактового метаморфизма устойчив плагиоклаз вполне определенного состава. В метапелитах и метабазитах фации зеленых сланцев не встречены основные плагиоклазы. Их неустойчивость здесь может быть объяснена различными (в зависимости от состава системы) реакциями деанортитизации. Распределяться плагиоклазы по фациям регионального метаморфизма могут в такой последовательности: в гранулитовой фации — основные; в амфиболитовой — любые, кроме альбита; в фации эпидотовых амфиболитов — кислее № 30; в зеленосланцевой фации — альбиты.

В породах Селигдарского рудного тела встречены представители всего ряда плагиоклазов: в метамонцонитах—№ 80—90, в меташонкинитах — № 60—70, в метаэссекситах—№ 30—40, и далее во всех породах с реликтовым плагиоклазом состав его колеблется в районе андезин-олигоклаза. Кроме того, как отмечалось выше, почти во всех парагенези-

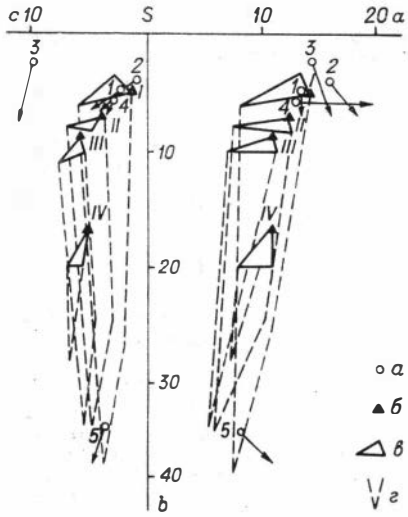


Рис. 5.12. Петрохимическая диаграмма карбонатного и железо-магнезиального типов ассимиляции.

а — реальные составы: *1*, *2* — неизмененные граниты Боксана; *3*, *4* — эндоконтактовые гибридные граниты Боксана; *5* — авгитовый диорит горы Магнитной. *б* — средние составы гранитоидов: *I* — нормальный гранит; *II* — гранодиорит; *III* — кварцевый диорит (по Беусу, Ситнину); IV — диорит (по Дэли). *в* — области возможных составов при карбонатной ассимиляции. *г* — области составов при железо-магнезиальной ассимиляции.

сах с хлоритом и слюдой присутствует альбит. Наличие основного плагиоклаза — веский аргумент в пользу высокотемпературного генезиса содержащих его пород, а сосуществование в одном объеме с ним зеленосланцевого парагенезиса минералов свидетельствует о незавершенности процессов зеленосланцевого метаморфизма и их спорадическом проявлении, а главное — это противоречит гипотезе о зеленосланцевом метаморфизме.

Одно из объяснений наличия основного плагиоклаза в ассоциациях карбонатных пород — предположение о его гибридном характере при карбонатном типе ассимиляции гранитоидных расплавов. Модель ассимиляционых процессов карбонатного типа [Василенко, Холодова, 1974] подразумевает образование анортита (основных плагиоклазов) за счет разрушения калиевых полевых шпатов, так что парагенезис анортита с калиевым полевым шпатом нехарактерен. При этом из-за нехватки железа и магния ассимилирующий карбонаты гранито-диоритовый состав не в состоянии дать такое количество железо-магнезиальных минералов, как в породах 1-й петрохимической группы. На рис. 5.12 показана петрохимическая диаграмма разобранных нами карбонатной и железо-магнезиальной моделей ассимиляции. Поскольку все петрохимические породные группы Селигдарского рудного тела имеют характеристику *b* (по А. Н. Заварицкому) больше 30 и далеко отстоят от полей возможных составов гибридных пород карбонатного типа ассимиляции, то предположение о гибридном происхождении основных плагиоклазов в зеленокаменных породах Селигдара должно квалифицироваться как беспочвенное.

Три анализа плагиоклазов, выполненные на микрозонде, дают хорошую сходимость и свидетельствуют о наличии в плагиоклазе примеси 3% калишпата.

Калишпаты представлены ортоклазом. Изоморфные примеси составляют тысячные доли формульных единиц. Содержание Na колеблется от 0,004 до 0,12 ф. е., при этом наблюдается следующая закономерность: содержание альбитового компонента в калишпате постепенно уменьшается от 1-й породной группы (12%) к 3-й (8%) и 5-й (0—2%).

Как известно [Барт, 1962], распределение альбита в сосуществующих калиевом полевом шпате и плагиоклазе зависит от термодинамических условий существования этого парагенезиса. Бартовские температуры отражают *PT*-условия последней (перед метастабильной) стадии равновесного состояния калишпата с плагиоклазом и, следовательно, отражают не температуру кристаллизации, а температуру последующего метаморфизма. В этом аспекте убывание альбитового компонента от 1-й к 3-й и 5-й группам может отражать увеличивающуюся интенсивность низкотемпературной регрессивной гидротермально-метасоматической переработки пород. Другой возможной причиной проявления этой тенденции может быть нарастающий вынос натрия при постоянной температуре. Выделение альбита из полевых шпатов описывалось в преды-

дущем параграфе. Тем не менее наличие ортоклаза в зеленокаменных породах свидетельствует о высокотемпературном первичном их генезисе. Калишпатовые метасоматиты — наиболее высокотемпературная фация метасоматических карбонатитов, по В. С. Самойлову [1977].

Наблюдаемый в апатит-кварцевых рудах адуляр содержит 0,28% Na_2O, что в ассоциации с альбитом может свидетельствовать о температурах ≈250—200°С. Эти оценки являются нижней температурной границей минералообразования на Селигдаре.

Амфиболы. Исследованные образцы по составу относятся к ряду обыкновенной роговой обманки. Главным показателем условий образования роговых обманок является их железистость. Сравнение роговых обманок разных фациальных типов по Е. А. Костюк [1970] с роговыми обманками Селигдара показало, что по соотношению Al и F (общая железистость) последние попадают в поле доверительных интервалов роговых обманок из габбро. Это важное свидетельство в пользу правильной идентификации нами зеленокаменных пород как щелочных габброидов, хотя щелочной (относительно) тип роговых обманок Селигдара устанавливается на основании их близости по всем минералого-геохимическим показателям, в которые входят щелочи, к роговым обманкам из гранитоидов. На эталонной диаграмме роговые обманки из щелочных габброидов не охарактеризованы. По содержанию K_2O исследованные роговые обманки близки к роговым обманкам из гранитов, а по содержанию Na_2O превышают их. Как по общему содержанию Al, так и по соотношению Al^{IV} — Al^{VI} роговые обманки Селигдара попадают в группу роговых обманок из гранулитовой фации. К такому же выводу приводит сравнение по соотношению N_g и F.

Слюды. Явно окрашенные слюды относятся к первичному парагенезису, а белые — к вторичным низкотемпературным ассоциациям. Первые и вторые зачастую встречаются в тесном срастании, так что лишь применение микрозонда позволило выявить особенности их химизма. Так как суммы анализов сильно колеблются (от 96 до 101,2%), видимо, за счет условного добавления 4,5—5,0% H_2O, исходя из теоретического состава (в реальных слюдах содержание H_2O по Диру и др. [1966] иногда превышает 7%) и определения суммарного железа (в виде $FeO_{общ}$), то их качество контролировалось по соотношению катионов в кристаллохимических формулах, рассчитанных по кислородному методу, но без учета воды ($\Sigma O = 11$). По сумме катионов (6,88—7,08 в белых слюдах и 7,80—7,95 в явно окрашенных) все приведенные в § 1 анализы могут считаться вполне удовлетворительными [Добрецов и др., 1974; Ушакова, 1971].

Флогопит-биотиты. Два образца слюды, проанализированные в шлифе 150 (метаэссексит), характеризуются незначительными колебаниями содержаний главных окислов в пределах точности анализа, исключая TiO_2. Существующую разницу в содержании этого компонента (~в 10 раз) можно объяснить, по-видимому, возможностью нахождения в рабочем поле микроанализатора сагенита — результата распада твердого раствора и свидетельства высокой титанистости слюды. В целом же оба анализа характеризуют одну разновидность слюды, усредненный состав которой можно представить в виде: $(K_{0,894}Na_{0,030}Ca_{0,002})_{0,926}(Mg_{2,352}Fe_{0,205}Mn_{0,003}Ti_{0,018}Al_{0,370})_{2,948} \cdot (OH)_2[Al_{1,235}Si_{2,765}O_{10}]$. Эта слюда по всем параметрам соответствует флогопиту. Следует отметить, что в шлифе из-за слабой окраски он очень похож на мусковит.

Близкий состав имеют окрашенные слюды и в менее метаморфизованных меташонкинитах. Их усредненный состав можно охарактеризовать так: $(K_{0,860}Na_{0,036}Ca_{0,004})_{0,900}(Mg_{1,851}Fe_{0,756}Mn_{0,004}Ti_{0,228}Al_{0,067})_{2,906} \cdot (OH)_2[Al_{1,235}Si_{2,765}O_{10}]$. Слюды такого состава, вероятно, следует относить к магнезиально-железистой разновидности биотита с переменным, но невысоким содержанием железа, хотя по железистости ($F = 24—29\%$) они очень близки к флогопитам.

В метамонцонит-сиенитах состав определенной слюды соответствует уже типичному биотиту: $(K_{0,936}Na_{0,012}Ca_{0,003})_{0,951}(Mg_{1,836}Mn_{0,009}Fe_{1,057}Ti_{0,087})_{2,989}\cdot(OH)_2[Al_{1,105}Ti_{0,041}Si_{2,854}O_{10}]$. От среднего состава метаморфического биотита, рассчитанного Е. Н. Ушаковой по 360 химическим анализам (без флогопитов), он отличается значительно большим содержанием Mg (1,84 против 1,21 ф. е.), меньшим содержанием Al (1,105 против 1,580 ф. е.) и меньшей железистостью (36,7 против 49,3). Эти особенности не позволяют сопоставлять исследуемый биотит ни с одним из парагенетических типов метаморфических пород, выделенных Е. Н. Ушаковой [Фации..., 1970].

Очевидно, все исследованные окрашенные слюды принадлежат одному изоморфному ряду флогопит-аннитовой серии, характерной для известковистых, бедных Al_2O_3 пород [Кориковский, 1965; Маракушев, 1964; Щербаков, 1965], в то время как в пелитах преобладают биотиты истонит-сидерофиллитового ряда. Отмеченное колебание состава окрашенных слюд Селигдара отражает скорее изменение состава материнских пород, нежели условий метаморфизма: от $F = 8$ в карбонатизированных зеленокаменных породах до $F = 28$ в метамонцонитах и $F = 37$ в меташонкинит-сиенитах. Наличие этой тенденции подтверждает правильность выделения разных по основности метамагматических типов пород и свидетельствует о принадлежности биотита к первичному высокотемпературному парагенезису. Низкая железистость биотит-флогопитов в зеленокаменных породах Селигдара — важный аргумент, подтверждающий метабазитовую природу этих пород.

В отношении поведения алюминия в рассматриваемых биотитах картина неясна. Содержание алюминия (Al_2O_3, вес.%) в них обратно пропорционально железистости: 18,45 ($F = 8$), 15,0 ($F = 28$), 12,0 ($F = 37$), так что вполне возможно, что глиноземистость биотитов, равно как и железистость, отражает состав вмещающих пород. Это предположение является одним из общепринятых взглядов на закономерности изменения глиноземистости биотитов. Однако не исключено влияние PT-условий на распределение алюминия в биотитах. В литературе по этому поводу нет единой точки зрения. В последнее время преобладает мнение, что величина Al^{IV}, входящего в кремнекислородные тетраэдры биотита ($Al^{IV} = 4-Si$) не зависит от температуры или зависит слабо [Кориковский, 1965; Сироштан и др., 1965; Щербаков, 1966; и др.]. В исследованных биотитах колебания Al^{IV} невелики (1,105—1,235 ф. е.) по сравнению с колебаниями Al^{VI} (0,00—0,37). В соответствии с наиболее распространенной точкой зрения, отражающей тенденцию увеличения содержания Al^{VI} в биотитах с уменьшением температуры метаморфизма, следовало бы предположить, что будь селигдарский биотит метаморфогенного генезиса, температуры метаморфизма пород возрастали бы пропорционально железистости биотита, так как количество Al^{VI} прямо пропорционально Al^{Σ} и обратно пропорционально железистости: $Al^{\Sigma} = 1,58 \div Al^{VI} = 0,37 \div F = 8$; $Al^{\Sigma} = 1,32 \div Al^{VI} = 0,07 \div F = 28$; $Al^{\Sigma} = 1,10 \div Al^{VI} = 0,00 \div F = 37$. Но не исключается и обратная направленность, в пользу которой свидетельствуют как экспериментальные исследования Д. П. Григорьева [1938], установившего, что с ростом температуры повышается и взаимная растворимость биотита и мусковита, а в нашем случае мусковит (фенгит) часто встречается с биотитом, так и данные А. А. Маракушева [1966], отметившего уменьшение глиноземистости биотитов с падением температуры в парагенезисах типа Гип + Би + Орт + Кв, бедных глиноземом, но при избытке SiO_2 (что, в общем, соответствует селигдарским парагенезисам). И наконец, последний вывод Е. Н. Ушаковой [1971] после изучения большого количества анализов гласит, что области составов биотитов различных фаций почти полностью перекрываются и использование даже дискриминантной функции для определения фациальной принадлежности по единичным анализам

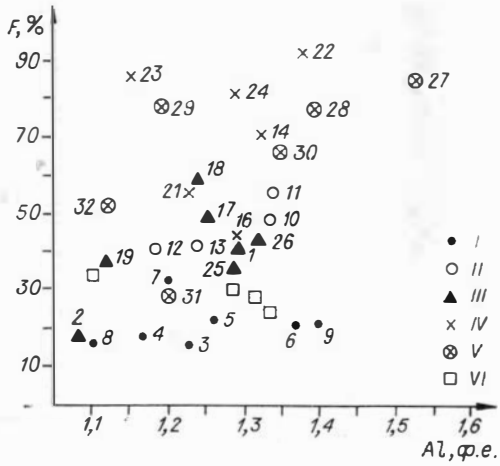


Рис. 5.13. Фигуративные точки средних значений общей железистости (*F*, %) и глиноземистости (Al, ф. е.) биотитов магматических пород (по данным Е. Н. Ушаковой [1980]).

I — ультраосновные породы: 3 — Кольского полуострова (23); 4 — Меймеча-Котуйской провинции (12); 5 — других районов (20); 6 — кортландиты (3); 7 — анортозиты (3); 8 — кимберлиты (12); 9 — пикриты (3).

II — монцониты: 10 — монцониты (30); 11 — амфиболовые монцодиориты (27); 12 — оливиновые монцонит-диориты (10); 13 — двупироксеновые монцонит-диориты (5).

III — габбро: 1 — габбро (26); 2 — габбро-долериты (8); 17 — габбро-диориты (10); 18 — монцо-габбро (6); 19 — габбро-сиениты (4); 25 — шонкиниты (6); 26 — щелочные габбро (5).

IV — граносиениты: 14 — граносиениты (13); 21 — сиениты (12); 22 — биотитовые граниты (19); 23 — биотит-амфиболовые граниты; 24 — биотит-амфиболовые сиениты.

V — нефелинсодержащие породы: 27 — биотитовые нефелиновые сиениты (27); 28 — биотит-амфиболовые нефелиновые сиениты (22); 29 — биотит-пироксеновые нефелиновые сиениты (12); 30 — нефелиновые сиениты с гранатом (8); 31 — нефелин-пироксеновые пегматоидные породы (8); 32 — ийолиты и мельтейгиты (7).

VI — биотиты из пород Селигдарского рудного тела. В скобках указано число анализов.

малоэффективно и возможно лишь в редких случаях, не говоря уже о попытках определения *PT*-условий по отдельным компонентам химического состава биотитов. Недостаточно обосновано, по мнению Е. Н. Ушаковой, определение фациальных условий по коэффициенту глиноземистости (*al*) как в редакции Д. А. Великославинского [1965], так и в редакции И. Б. Щербакова [1965]. Наиболее перспективным в этом отношении представляется исследование возможных предельных колебаний содержаний некоторых компонентов в зависимости от температурных условий. В отношении железистости и содержания Al в кварцсодержащих породах эта зависимость схематически изображена В. В. Хлестовым [Фации..., 1970]. Из схемы следует, что биотиты Селигдара по составу соответствуют биотитам амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций.

Несколько иное положение с биотитами магматических пород. В некоторых случаях [Василенко, Литвинов, 1966] состав биотитов оказывается весьма информативным для генетических построений и в значительной степени (главным образом по *F*) отражает состав вмещающих пород (рис. 5.13). Сопоставление биотитов (флогопиты не нанесены на рис. 5.13) Селигдара со средними составами (в координатах общая глиноземистость — общая железистость) биотитов изверженных пород уверенно позволяет дать им «магматическую» привязку. Они попадают в область габбро-сиенитов (точка 19) и в промежуточную область между шонкинитами (точка 25) и кортландит-пикритами (точки 6 и 9) биотитов ультраосновных пород. На рис. 5.13 фигуративные точки средних составов не снабжены доверительными интервалами, так как нас интересует не различие средних, а общая закономерность в изменении параметров *F* и Al биотитов и место среди них биотитов Селигдара. Принадлежность их к биотитам щелочных пород ультраосновного — основного ряда устанавливается весьма достоверно.

В заключение отметим, что при сравнении приведенных нами микрозондовых анализов биотитов с химическими анализами, приведенными в работе В. Б. Воскресенской [1976], подтверждается принадлежность их к единому флогопит-аннитовому ряду, но химические анализы дают завышенное содержание магния и кальция и меньшее количество щелочей, что можно объяснить попаданием в навеску механической примеси доломита.

Белые слюды. Всего изучены составы 14 белых слюд из семи образцов пород. Даже применение микрозонда не позволило полностью из-

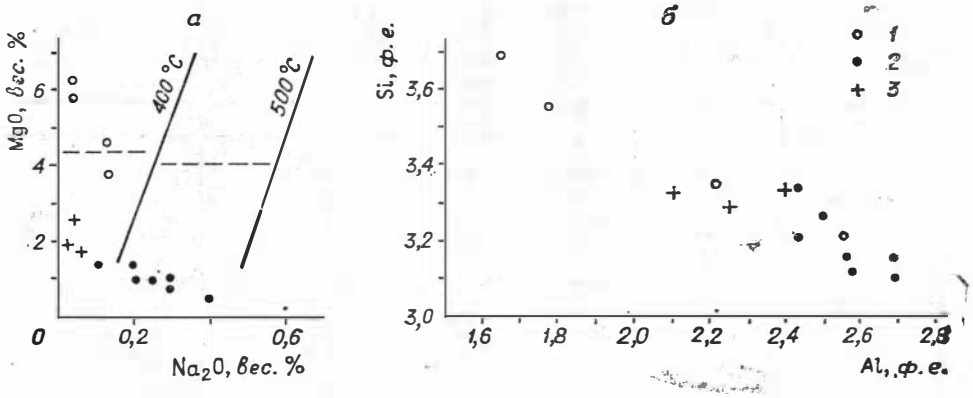


Рис. 5.14. Соотношение MgO и Na_2O (*а*), Si и Al (*б*) в белых слюдах Селигдара.
1 — низкотемпературная высокобарическая генерация белых слюд; *2* — более высокотемпературная генерация, но меньших давлений; *3* — низкотемпературная низкобарическая генерация.

бежать всех трудностей, с которыми связан анализ слюд. В некоторых образцах выполнено по 2—3 определения, так как колебания отдельных компонентов для одного образца явно превышают ошибки анализа. Прежде всего это касается SiO_2, Al_2O_3, FeO и MgO и в меньшей степени щелочей. По-видимому, сказывается влияние тончайших срастаний белых слюд с хлоритом и биотитом. В таблицах предыдущего параграфа приведены лишь относительно достоверные анализы.

Все исследованные белые слюды относятся к одному изоморфному ряду $KAl_2[Si_3AlO_{10}]\cdot[OH]_2$ — $K(Mg, Fe^{2+})(Al, Fe^{3+})[Si_4O_{10}]\cdot[OH]_2$ — мусковита-селадонита. Ближе всего по составу к чистому мусковиту обр. 250 (см. табл. 5.5), имеющий кристаллохимическую формулу $(K_{0,930}Na_{0,026}Ca_{0,003})_{0,959}(Mg_{0,114}Fe_{0,063}Al_{1,843})_{2,020}\cdot(OH)_2[Al_{0,846}Si_{3,154}O_{10}]$. Наиболее обогащены «селадонитовым» компонентом (~60%) фенгиты из обр. 235 (см. табл. 5.2): $(K_{0,868}Na_{0,004}Ca_{0,005})_{0,877}(Mg_{0,595}Fe_{0,175}Al_{1,321})_{2,091}\cdot(OH)_2[Al_{0,386}Si_{3,614}O_{10}]$.

Состав белых слюд в определенных парагенезисах может выполнять роль геологических термометра и барометра [Добрецов, Лаврентьев и др., 1974]. Максимальное содержание Na в парагенезисе с парагонитом и минимальное в парагенезисе с калишпатом почти линейно увеличивается с повышением температуры в диапазоне от 350 до 650°C. Содержание селадонита (т. е. Si и Mg), максимальное в ассоциации с калишпатом и вторым Fe—Mg минералом, убывает с ростом температуры и снижением давления. На рис. 5.14 фигуративные точки фенгитов Селигдара отчетливо разбиваются на более магнезиальную и менее магнезиальную группы. По предельному содержанию Na_2O менее магнезиальная группа более высокотемпературна (~500°C), а предельные оценки более магнезиальных слюд по Na_2O не достигают 400°C. Среди магнезиальных фенгитов обр. 235 (см. табл. 5.2) характеризуется парагенезисом фенгита с биотитом, хлоритом и ортоклазом и может быть использован для определения давления, при котором образовались магнезиальные фенгиты. Используя для этих целей рис. 30 цитированной работы Н. Л. Добрецова, Ю. Г. Лаврентьева и др. [1974], получаем давление около 8 кбар.

Таким образом, среди фенгитов Селигдарского месторождения выделяются две генерации белых слюд: низкотемпературная высокобарическая ($T < 400°$, $P \sim 8$ кбар) и более высокотемпературная, но меньших давлений ($T \sim 500°$, $P \sim 4$ кбар). Третья генерация белых слюд, занимающая по содержанию магния промежуточное положение между первыми двумя и являющаяся низкобарической и низкотемпературной, установлена в юдомских песчаниках (интервал 10—11 м, скв. 250), залегающих на древней коре выветривания и переслаивающихся с мергелями. Под микроскопом обнаруживается хорошая окатанность, но пло-

Таблица 5.9

Химический состав минералов юдомских песчаников, сосуществующих в шлифе 72 (группа 2)

Элемент	Ортоклаз		Фенгит					
			ан. 1		ан. 2		ан. 3	
	окислы, вес. %	форм. колич.	окислы, вес. %	форм. колич.	окислы, вес. %	форм. колич.	окислы, вес. %	форм. колич.
Si	64,82	3,002	48,30	3,288	49,65	3,35	47,80	3,334
Ti	—	—	0,26	0,013	0,94	0,05	0,44	0,023
Al	18,03	0,984	30,71	2,464	29.91	2,38	26,24	2,157
Cr	—	—	—	—	—	—	—	—
ΣFe	0,05	0,002	0,08	0,005	0,97	0,05	4,50	0,263
Mn	0,06	0,003	0,06	0,004	0,06	0,004	0,06	0,004
Mg	—	—	1,99	0,202	1,27	0,127	2,63	0,274
Ca	0,02	0.001	0,05	0,004	0,08	0,006	0,02	0,002
Na	0,93	0,084	0,05	0.007	0,11	0,014	0,07	0,009
K	03	0,947	11,16	0,969	10,48	0,90	11,35	1,010
H_2O	—	—	4,50		4,50		4,50	
Сумма...	99,94	5,023	97,16	6,956	97,97	6,881	97,61	7,076
F	—	—		4,3		31,7		49,3
% Сел				25,6		28,1		32,9

хая сортированность зерен кварца, микроклина, апатита и плагиоклаза. Цемент (первично глинистый) представлен тонкозернистым агрегатом фенгита и хлорита с редкими зернами эпидота. Химические анализы минералов шлифа 72 приведены в табл. 5.9.

Хлориты. Хлорит — самый распространенный минерал низкотемпературных парагенезисов в зеленокаменных породах Селигдара. Как известно, хлориты более всего характерны для низкотемпературных метаморфических и метасоматических пород, в среднетемпературных фациях встречаются реже, а в высокотемпературных не встречаются вообще. Более всего распространена ассоциация хлорита с кварцем, альбитом, мусковитом, эпидотом, актинолитом и кальцитом, на самых низких ступенях метаморфизма — с доломитом, очень редко с микроклином и парагонитом, в единичных случаях — со средним и основным плагиоклазом. Ясно, что ассоциация хлорита в породах Селигдарского рудного тела с основными и средними плагиоклазами и калишпатами неравновесна.

Основными показателями изменчивости состава хлоритов являются их железистость и глиноземистость. По данным К.Б. Кепежинскаса [1965], для хлоритов приняты такие пределы содержаний основных компонентов (вес. %): SiO_2 = 20—36; Al_2O_3 = 7—27; MgO = 0—38; FeO = 0—43; H_2O = 9—14; Fe_2O_3 = 5—6, реже до 10—12; TiO_2, Na_2O, K_2O и CaO — в пределах 1%.

Из 12 анализов хлоритов, выполненных для нас на рентгеновском микроанализаторе, только один не укладывается в указанные пределы (обр. 150, хлорит 2) из-за высокого содержания калия. Скорее всего, это агрегат взаимно проросших фенгита и хлорита. Этот анализ из дальнейшего рассмотрения исключен. Положение остальных анализов на объединенной парагенетическо-классификационной диаграмме хлоритов показано на рис. 5.15. Основная масса фигуративных точек селигдарских хлоритов попадает в поле магнезиально-железистых рипидолитов, два анализа — в поле прохлоритов и два анализа — в поле магнезиальных корундофиллитов, так что можно считать, что по главному показателю химизма хлоритов — железистости, селигдарские хлориты делятся на магнезиальную и железо-магнезиальную подгруппы. Это деление следует скорее не из диаграммы, а из взаимоотношений минералов в шлифах:

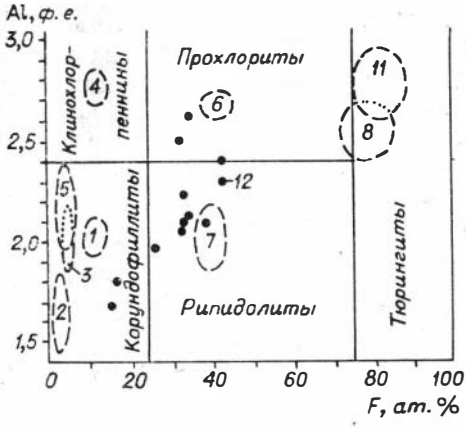


Рис. 5.15. Доверительные эллипсы средних значений Al и F для главных парагенетических типов хлоритов гидротермального и метасоматического генезиса (по К. Б. Кепежинскасу [1965]).

1 — из серпентинитов и тальк-магнезитовых месторождений (25); 2 — из ультрабазитов, в различной степени измененных (17); 3 — из никеленосной коры выветривания (3); 4 — из высокоглиноземистых десилицированных пород в гипербазитах (19); 5 — из контактово-метасоматических пород в ассоциации с гранатом и эпидотом (16); 6 — из хлоритовых сланцев, кварцевых жил и гранитов (46); 7 — из основных изверженных пород (30); 8 — из осадочных железных руд и песчаников (15); 11 — из сульфидно-касситеритовых месторождений (9); 12 — фигуративные точки хлоритов Селигдара. В скобках указано число анализов.

магнезиальные хлориты менее окрашены и развиваются по железо-магнезиальным яркоокрашенным хлоритам.

На рис. 5.15 отчетливо видно, что хлориты Селигдара образуют почти непрерывный ряд между парагенетическими типами хлоритов из серпентинитов и ультрабазитов, концентрируясь главным образом возле доверительного эллипса хлоритов из базитов и приближаясь к областям распространения хлоритов из сланцев, кварцевых жил и гранитов. Впрочем, области трансгрессии распределения парагенетического вида 7 в область значений распределения типа 6 настолько велики (до 2,8) [Кепежинскас, 1965, с. 55, рис. 23], что для выяснения вероятности принадлежности образцов, попадающих в поле прохлоритов, действительно к этой группе, воспользуемся дискриминантной функцией (элементы в ф. е.): $D_X = 8{,}560\ \mathrm{Si} - 2{,}400\ \mathrm{Al^{VI}} + 2{,}852\ \mathrm{Fe^{+3}} + 2{,}210\ \mathrm{Fe^{2+}} + 1{,}512\ \mathrm{Mg} - 30{,}351$ [Кепежинскас, 1965, с. 69]. При $D_X > 0$ хлорит относится к прохлоритам, при $D_X < 0$ — к рипидолитам. Решение этих двух уравнений показало, что все магнезиально-железистые хлориты с наибольшей вероятностью должны быть отнесены к рипидолитам и парагенетической группе хлоритов основных пород.

Дешифровка условий образования хлоритов по особенностям их составов менее определенна, нежели принадлежность к парагенетическим группам. Попытки увязать содержания глинозема в хлоритах с изменением температуры не увенчались успехом. Предположительно хлориты в ассоциации с тальком (без серпентина) и актинолитом являются более высокотемпературными по сравнению с хлоритами из серпентинитов и лиственитов. Наиболее распространенная ассоциация магнезиальный хлорит + кварц устойчива в интервале температур 450—600°С, при более низких температурах образуется монтмориллонит, при более высоких хлорит переходит в тальк и кордиерит.

Не установлены какие-либо четкие закономерности зависимости от условий образования и составов железо-магнезиальных хлоритов. Анализ имеющегося в литературе материала позволяет отметить, что устойчивость железо-магнезиальных хлоритов ограничивается равновесиями:

$$\text{Хл}_{\text{Fe–Mg}} \rightleftarrows \text{Ол} + \text{Ждр} + \text{Крд} + \text{Шп} + \text{H}_2\text{O};$$

$$\text{Хл}_{\text{Fe–Mg}} + \text{Кв} \rightleftarrows \text{Гр} + \text{Ждр} + \text{Крд} + \text{H}_2\text{O}.$$

Наибольшей устойчивостью, по-видимому, обладают хлориты некоторой промежуточной железистости. По экспериментальным данным Акеллы и Винклера [Akella, Winkler, 1966], хлорит с $F \approx 41$—44% замещается Крд + Ждр при $T = 560$°С ($P_{\text{H}_2\text{O}} \approx 2$ кбар). Экспериментально установлено также, что температурная устойчивость магнезиальных хлоритов значительно выше таковой железистых хлоритов. На этом основании Элби [Albee, 1962] высказал предположение, что с ростом сте-

пени метаморфизма содержание Mg в хлоритах должно увеличиваться. С другой стороны, исходя главным образом из эмпирических наблюдений (хлориты из эпидот-амфиболитовой фации содержат глинозема большее количество, чем большинство хлоритов из зеленых сланцев), можно предположить, что с увеличением температуры глиноземистость хлоритов возрастает. При сравнении хлоритов из метабазитов и метапелитов К.Б. Кепежинскас [1977] отмечает, что в первых довольно отчетливо наблюдается тенденция увеличения глиноземистости и железистости с ростом температуры образования; железистость также увеличивается и с ростом давления. Хлориты метапелитов характеризуются обратными соотношениями.

Сравнение средних значений главных коэффициентов кристаллохимических формул Fe—Mg хлоритов Селигдара с типами метаморфогенных хлоритов, выделенными К. Б. Кепежинскасом [1977], обнаруживает наибольшее сходство их с хлоритами лавсонит-глаукофановой фации; от хлоритов из основных пород фации зеленых сланцев они отличаются меньшей глиноземистостью и железистостью — следствием переходного, как отмечено выше, их положения между хлоритами из ультрабазитов и базитов.

В заключение можно суммировать, что имеющиеся в пределах породных групп Селигдарского рудного тела хлориты по составу близки к хлоритам из ультраосновных — основных пород и разделяются на две генерации: а) относительно более глиноземистую и более железистую, раннюю, более высокотемпературную и б) менее железистую, относительно низкотемпературную. Ранняя генерация и относительно менее барическая.

Эпидоты. Минералы ряда клиноцоизит — эпидот характерны для средне- и низкотемпературных фаций, реже встречаются в амфиболитовой фации. Как второстепенный минерал отмечаются в породах любого состава. Наиболее распространены парагенезисы эпидотов с амфиболом ряда актинолит — роговая обманка, хлоритом, мусковитом, кислым плагиоклазом, кварцем, так что в породах Селигдарского рудного тела эпидот находится в своем обычном окружении. Состав эпидота очень чувствителен к изменению *PT*-условий образования. Поэтому ассоциации с эпидотом весьма заманчиво использовать в качестве геологических термометров. К. Б. Кепежинскас и В. В. Хлестов [1971] в качестве перспективных рассматривают и известный термометр Рамберга (Ан + + Ка + H_2O $\rightleftarrows$ Эп + CO_2), и равновесие Пл + Кпш + Эп + Му + + Кв + Гем(Мт), и ассоциацию Би + Му + Амф + Хл + Эп + Пл + Мт + Кв, но, к сожалению, констатируют незавершенность работ в этом направлении для петрологических обобщений. В последующих публикациях на эту тему [Gheut, de Vries, 1972; Lindh, 1978] также не содержится сколько-нибудь завершенных рекомендаций. Для будущих эпидотовых термометров несомненный интерес представит проанализированный нами парагенезис в шлифе 250.

Состав исследованных эпидотов (без учета тысячных долей формульных единиц примесей Ti, Mn, Mg, Na, K) отвечает клиноцоизиту: $Ca_{2,01}(Al_{2,70}, Fe_{0,28})_{2,98}Si_{3,00}O_{12}$ [OH] с железистостью $F = \frac{Fe^{+3}}{Fe^{+3} + Al} < 0{,}10$. Сопоставление основных компонентов кристаллохимической формулы и железистости эпидотов Селигдара с аналогичными параметрами в выделенных К. Б. Кепежинскасом и В. В. Хлестовым [1971] парагенетических типах эпидотов (15 групп) обнаруживает полное соответствие их типу эпидотов из серпентинитов. Для этого типа характерны следующие средние содержания: Si = 2,90 (0,07), Al = 2,80 (0,15), Fe^{+3} = 0,26 (0,14), Ca = 1,92 (0,10), F = 0,10 (0,06). В скобках приведены среднеквадратичные отклонения. От остальных парагенетических типов, в том числе и от эпидотовых амфиболитов, хлоритовых и слюдяных сланцев, эпидоты из апатит-доломитовых зеленокаменных пород Селигдара отли-

чаются низкой железистостью (~в 2 раза) и высокой глиноземистостью (Al = 2,70 ф. е. против Al = 2,00—2,47).

Турмалин. Типичный полигенный минерал, обычен для гранитов, гранитных пегматитов, пневматолитовых и гидротермальных жил. Широко распространен в грейзенах, гнейсах, скарнах, кристаллических сланцах, контактовых роговиках. Как стойкий при разрушении, минерал попадает в осадочные породы, хотя бывает и аутигенного типа.

В метаморфических породах турмалин образуется в результате перекристаллизации либо осадочных пород, содержащих бор, либо борного метасоматоза. При последующем развитии метаморфических процессов переходит в слюды, хлориты и другие алюмосиликаты. По некоторым данным [Hutton, Seelye, 1945], в турмалин-хлоритовых породах, образованных за счет изменения ультраосновных пород, турмалин возник в результате воздействия борсодержащих летучих на хлорит, при этом железистость турмалина оказывается выше железистости хлорита, за счет которого он образуется.

В изученных нами турмалинах (см. табл. 5.5) содержания B_2O_3 = = 9,5% и H_2O = 3,0%, не определяемые на микроанализаторе, добавлены исходя из кристаллохимической формулы и в соответствии со средними содержаниями по У. А. Диру, Р. А. Хауи, Дж. Зусману [1966]. При пересчете анализов на кристаллохимические формулы (на 24.5 O без учета H_2O и B_2O_3) состав исследованных турмалинов можно представить в виде $(Na_{0,70}Ca_{0,31})_{1,01}(Mg_{1,92}Fe_{1,08})_{3,0}(Al_{5,64}Fe_{0,40})_{6,04}[Si_{5,98}O_{18}] \cdot [BO_3]_3 \cdot [OH, F]_{3+1}$. Он соответствует промежуточному члену изоморфного ряда шерлит—дравит. Характерно, что железистость турмалина (43—44%) выше, чем у замещаемой им роговой обманки (35%) и сосуществующего с турмалином хлорита (36%) и соответствует ее максимальному значению в хлоритах из меташонкинит-сиенитов (см. табл. 5.3, шлиф 209). Зональность турмалина наиболее сильно сказывается на содержании в нем CaO (от 1,5 до 2,0%).

Рудные минералы. Проведено специальное изучение с помощью рентгеноспектрального микроанализирования на JXA-5a распределений в магнетите и гематите содержаний Ti и Cr. Произведено 110 определений в пяти шлифах. Ни в одном из случаев заметных количеств хрома не обнаружено. Титан распределен следующим образом.

Изученные образцы зеленокаменных пород 1-й петрохимической группы (шлиф 224) представлены мелкозернистым агрегатом альбита, хлорита, фенгита, апатита, карбоната, гематита, магнетита и титаномагнетита. Проанализировано 22 зерна. Мелкие изометричные зерна, которыми в основном насыщена порода, представлены титаномагнетитом с содержанием TiO_2 от 1,5 до 10,5%. Единичные крупные зерна представлены гематитом (0,3—0,4% TiO_2), развивающимся по магнетиту (0,7% TiO_2), реликты которого обнаруживаются в центре зерен.

Шлиф 199. Порода состоит из полевых шпатов, кварца, серицита, биотита, хлорита, апатита, гематита, магнетита, титаномагнетита и ильменита. Гематит развивается по магнетиту. Зерно ильменита (47,5% TiO_2) относительно однородно — три замера по его площади дали однотипные результаты.

Зеленокаменная порода 3-й петрохимической группы представлена шлифом 242. Это меташонкинит с первичной ассоциацией Кпш + Пл + + Би + Ол + Мт(Ti Мт) + Т/цв(?) + Ил и вторичной — Аб + Фенг + + $Хл_1$ + $Хл_2$ + Лейк + Карб + Гем + Рут. На TiO_2 проанализированы 26 зерен, из них: 4 — гематит (0,3% TiO_2); 13 — магнетит (0,6—0,9% TiO_2); 4 — титаномагнетит (1,3—2,5% TiO_2); 3 — ильменит (34,8; 39,7; 56,8% TiO_2) и 2 — рутил (72,6; 74,5% TiO_2).

Гематит в основном развивается по трещинкам в породообразующих минералах (карбонате, апатите и др.). Образует крупные зерна — псевдоморфозы по магнетиту и титаномагнетиту, реликты которых со специфи-

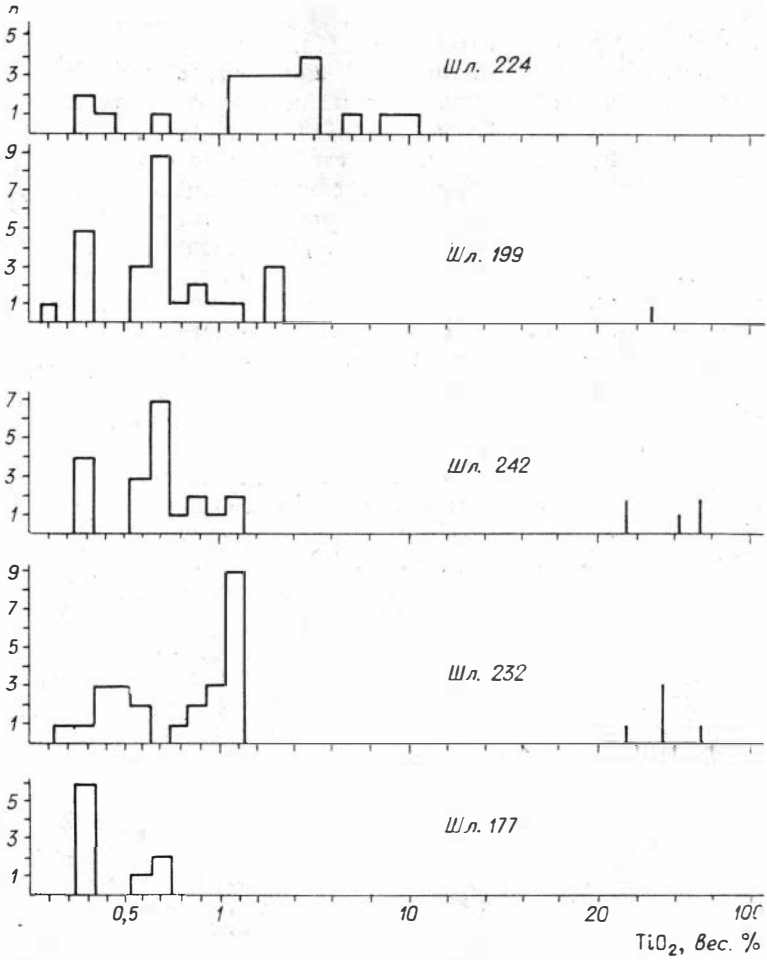


Рис. 5.16. Гистограмма распределения TiO_2 в рудных минералах.

ческой скелетной структурой можно наблюдать в аншлифах. Интерес представляют два проанализированных зерна, центры которых состоят из магнетита (0,8—0,9% TiO_2), периферическая (бо́льшая) часть зерен представлена ильменитом (34,8—56,8% TiO_2), насыщена мелкими лейстами рутила (72,6—74,5% TiO_2). Зерна окаймляются бурым вторичным продуктом — лейкоксеном.

Зеленокаменная доломитизированная порода 5-й петрохимической группы представлена шлифом 232. Первичный парагенезис: Кпш + + Пл + Т/цв(Ол) + Ап + Мт + Ил, вторичный: Та + Сер + Дол + + Гем + Рут. Всего в этом шлифе проанализировано 31 зерно, из них: 5 — гематит (0,2—0,4% TiO_2); 8 — магнетит (0,5—0,9% TiO_2); 12 — титаномагнетит (1,0—2,3% TiO_2); 5 — ильменит (24,5 —59,8% TiO_2); 1 — рутил (73,4% TiO_2).

Гематит преимущественно распределяется по трещинкам, в интерстициях, зерна не имеют четких ограничений. Магнетит и титаномагнетит наблюдаются в виде мелкой сыпи зерен в основном в ассоциации с тальком. Единичные крупные зерна ильменита насыщены иголочками рутила.

Апатит-доломитовая порода 15-й петрохимической группы представлена шлифом 171. Первичные минералы нацело замещены вторичным парагенезисом (кроме апатита и магнетита): Ап + Дол + Ка(?) + Хл + + Фенг + Ант + Та + Гем + Мт + Ti Мт + Рут + халькопирит. На микрозонде проанализированы 9 зерен — 6 гематита (0,3% TiO_2)

и 3 магнетита (0,6—0,7% TiO_2). При просмотре аншлифа 171 обнаружен гематит в виде выделений неправильной формы, а иногда игольчатой и остроугольной, имеющий голубоватый оттенок, высокий рельеф, в скрещенных николях — слабую анизотропию. Кроме того, гематит явно развивается по магнетиту и титаномагнетиту с образованием характерных треугольных скелетных решеток.

Магнетит и титаномагнетит сохраняются в центральных частях зерен гематита, имеют буровато-зеленый цвет, малую отражательную способность. Наблюдаются мелкие лейсты рутила—новообразования за счет Ti в ильмените или титаномагнетите, а также единичные зерна халькопирита.

Общая картина распределения TiO_2 в рудных минералах исследованных пород (рис. 5.16) характеризуется следующими особенностями:

а) распределение неравномерное; выделяются отдельные максимумы, которые соответствуют разным минералам: гематиту (0,5%), магнетиту (0,5—1,1%), титаномагнетиту (1,1—10,0%), ильмениту (40—50%) и рутилу (75%);

б) ильменит в большинстве случаев наблюдается разложившимся частично на рутил и малотитанистый магнетит;

в) ильменит не встречен в шлифах, содержащих высокотитанистый титаномагнетит, и в шлифах без титаномагнетита;

г) с ростом карбонатитовой составляющей породы уменьшаются предельные содержания TiO_2 в магнетите.

Наличие ильменита и титаномагнетита в породах, отличающихся высокой магнезиальностью и щелочностью, является веским аргументом в пользу базитовой и высокотемпературной их природы, так как наиболее характерен ильменит для ранних выделений магматических ассоциаций с оливином и ромбическими пироксенами.

Характерные парагенезисы минералов

Рассмотрим некоторые из минеральных парагенезисов, характер сопряженности которых может пролить свет на условия их образования.

Плагиоклаз — ортоклаз. Выше мы обращали внимание на то, что бартовский термометр фиксирует лишь температуру последнего метаморфизма и в силу относительной деальбитизации ортоклазов при регрессивном метаморфизме не позволяет фиксировать температуры ранних этапов.

Роговая обманка — биотит. Коэффициент распределения железистости между сосуществующей роговой обманкой и биотитом $K_D = 1{,}25$. Это

Таблица 5.10

Коэффициенты корреляции между железистостью амфибола и основностью сосуществующего плагиоклаза (по Е. А. Костюк [1970])

Порода	Число анализов	Значимый коэффициент корреляции	Коэффициент корреляции между F амфибола и основностью сосуществующего плагиоклаза
Все регионально-метаморфические породы и фация зеленых сланцев	89	0,210	+0,110
То же, без фации зеленых сланцев	71	0,234	+0,194
Гранулитовая и амфиболитовая фации	60	0,253	+0,131
То же, для пород с гиперстеном	26	0,388	—0,020
Породы амфиболитовой фации без гиперстена	34	0,332	+0,464

попадает в пределы, более всего характерные для гранулитовой и амфиболитовой фаций [Костюк, 1970], из чего следует, что роговая обманка принадлежит к высокотемпературному парагенезису.

Соотношение между номером плагиоклаза и железистостью роговой обманки также весьма показательно. В табл. 5.10 даны оценки этой корреляционной связи для метаморфических пород. Пять коэффициентов из шести незначимы, а значимая связь между основностью плагиоклаза и железистостью роговой обманки имеет положительный характер. В этом важное отличие метаморфических пород от магматических, в которых [Соболев, 1950] отчетливо проявлена отрицательная корреляция между железистостью роговой обманки и основностью плагиоклаза. В шлифе 250 магнезиальная роговая обманка сосуществует с битовнитом — весьма яркий пример отрицательной корреляции и важное свидетельство в пользу магматического генезиса содержащих этот парагенезис пород.

Роговая обманка — хлорит. По соотношению железистости в парагенезисе хлорит — роговая обманка шлиф 250 однозначно попадает в фацию эпидотовых амфиболитов [Ramberg, 1952; Miyashiro, 1957; и др.]. Коэффициент распределения $K_D \sim 1$. Обычно в низкотемпературных амфиболах железистость ниже, чем в хлоритах, а в высоко- и среднетемпературных — выше. Этот факт свидетельствует об относительно высокотемпературных условиях формирования железистого хлорита 1.

3. ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ РУД

Распределение линейных размеров сечений минеральных зерен и относительных количеств доломита, апатита, кварца и гематита в рудах Селигдара оценено по методу А. А. Глаголева [Глаголев, 1950]. Всего изучено 29 шлифов, в которых измерено 8,5 тыс. минеральных индивидов. Проверка генетической гипотезы о магматическом происхождении апатита и последующем наложении на руды карбонатного метасоматоза применительно к особенностям и возможностям гранулометрического анализа сводится к проверке гипотез о наличии между доломитом и апатитом отрицательной корреляционной связи и о перекристаллизации апатита и доломита, возможно, многократной. В гл. 4, посвященной петрохимии пород рудного тела по данным химических анализов проб из скважин профиля II—II, мы отмечали антагонизм между компонентами CO_2—CaO и всеми другими породообразующими компонентами пород рудного тела, в том

Таблица 5.11

Содержание породообразующих минералов в рудах Селигдара по данным гранулометрического анализа (в об. %)

Номер образца	Доломит	Кварц	Апатит	Гематит	Номер образца	Доломит	Кварц	Апатит	Гематит
40	72,4	12,3	15,2	0,1	152	21,4	15,4	61,8	1,40
16	51,2	14,0	33,2	1,6	178	8,9	1,12	86,6	3,4
149	94,7	0,3	4,9	0,1	166	0,10	90,9	8,9	0,10
157	87,7	12,1	0,2	0.02	175	10,90	0,4	80,1	8,6
156	54,2	20,0	25,7	0,15	151	23,5	5,65	70,8	0,05
158	58,9	15,1	25,8	0,2	163	6,86	10,27	82,7	—
159	88,7	5,3	6,0	—	247	29,4	8,3	62,2	0,10
161	55,2	22,4	22,2	0,2	177	8,3	0,7	73,1	15,7
179	59,0	27,7	—	11,8	160	77,2	3,6	19,0	0,20
131	84,9	0,2	14,8	0,05	42	20,1	8,2	71,7	—
145	99,8	0,03	0,12	0,05	155	18,3	20,8	60,7	0,20
136	99,9	0,05	—	0,02	169	12,6	—	81,7	5,7
180	78,9	2,20	11,4	7,50	90	5,1	25,5	69,4	—
133	99,7	0,05	0,23	0,02	153	50,8	16,9	29,5	2,8
129	78,1	0,20	21,6	0,12					

числе и P_2O_5, причем не только для Селигдарского месторождения, но и для месторождений так называемых камафоритов. Здесь же на другом материале и другим методом еще раз проверяется тот же вывод об антагонизме доломита и апатита. Образцы для шлифов отобраны из керна малых скважин и поверхностных обнажений месторождения вне зоны профиля II—II и, естественно, не вошли в ту часть рудного тела, которая охарактеризована химическими анализами профиля II—II. Кроме того, напомним, что навески для химических анализов, по которым выделялись петрохимические группы пород, отквартовывались из двухметровых интервалов керна, а шлифы изготовлялись площадью 3,5 × 2,0 см, так что даже гигантозернистые разности оказались вне гранулометрического анализа. Таким образом, проверка гипотезы проводилась двумя независимыми методами и на разных уровнях обобщения — микроскопическом и «пластовом» (интервал опробования составлял 2 м).

Таблица 5.12

Статистики относительных содержаний породообразующих минералов руд

Минерал	Дол	Кв	Ап	Гем
Дол	—	—0,37	—0,86	—0,38
Кв	—0,37	—	—0,15	—0,06
Ап	—0,86	—0,15	—	0,32
Гем	—0,38	—0,06	0,32	—
$\overline{X}$	50,2	11,7	35,8	2,1
S	34,0	17,4	30,4	3,9
V	68	149	85	186

Результаты подсчета в шлифах относительных количеств главных минералов руд приведены в табл. 5.11, а результаты статистической обработки этих данных приведены в табл. 5.12 и на рис. 5.17. Как видно, наличие отрицательной корреляции между апатитом и доломитом подтверждается с высокой надежностью: коэффицент корреляции апатита с доломитом составляет —0,86, что с учетом ошибок гранулометрических подсчетов может считаться максимально возможной оценкой. Но более того, как видно на рис. 5.17, доломит антагонистичен кварцу и гематиту — ситуация, типичная для взаимоотношений иона CO_2 с другими породообразующими компонентами в породных группах руд. Таким образом, гипотеза о вытеснении карбонатным метасоматозом главных компонентов руд находит подтверждение и при гранулометрическом анализе руд.

Наличие следов явлений перекристаллизации может быть замечено и по характеру линейных размеров поперечников минеральных зерен в

Таблица 5.13

Статистики распределений средних диаметров сечений зерен кварца в рудах и коэффициенты корреляции между их фракциями

Ранг фракций	Размер, мм	0,002	0,02	0,06	0,12	0,20	0,36	0,42	0,56
1	0,002	—	—0,36	—0,49	—0,45	—0,32	—0,33	—0,41	—0,25
2	0,02	—0,36	—	0,32	—0,09	0,05	—0,10	—0,01	—0,31
3	0,06	—0,49	0,32	—	0,21	0,03	0,01	0,28	—0,19
4	0,12	—0,45	—0,09	0,21	—	0,03	0,20	0,23	0,13
5	0,20	—0,32	0,05	0,03	0,03	—	0,18	0,31	—0,12
6	0,36	—0,33	—0,10	0,01	0,20	0,18	—	0,27	0,20
7	0,42	—0,41	—0,01	0,28	0,23	0,31	0,27	—	—0,06
8	0,56	—0,25	—0,31	—0,19	0,13	—0,12	0,20	—0,06	—
	$\overline{X}$	25,4	17,5	13,3	15,0	6,8	2,7	4,4	11,0
	S	39,1	21,1	15,0	18,2	11,9	4,74	7,7	23,5
	V	154	120	113	121	175	175	175	214

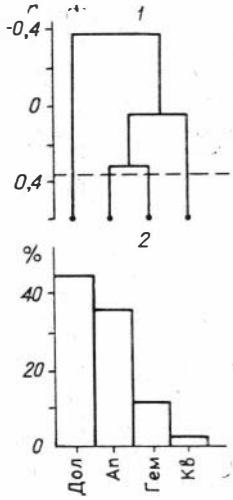


Рис. 5.17. Дендрограмма корреляционных связей между содержаниями апатита, гематита, доломита и кварца (*1*) и распределение их средних содержаний (*2*).

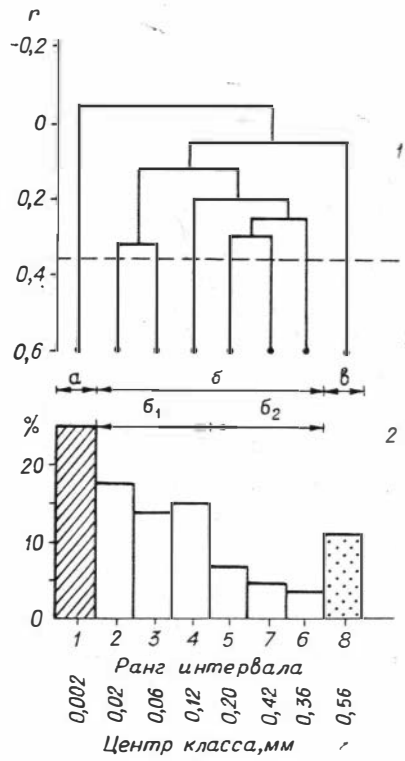


Рис. 5.18. Кварц.

1 — дендрограмма корреляционных комплексов гранулометрического состава; *2* — распределение в корреляционных комплексах относительной встречаемости зерен каждого гранулометрического класса.

парагенетических группах гранулометрических фракций. Под гранулометрической фракцией принято понимать совокупность минеральных зерен, проходящих через сито n и не проходящих через сито $n + 1$. Естественно, что распределение по размерам зерен одной гранулометрической фракции дает усеченное отрицательное асимметричное распределение с явно выраженным унимодальным характером. При таком понимании аналогий гранулометрической фракции ситового анализа в математической статистике будет соответствовать классовый интервал. Но нередко употребляется и другое понимание фракции — как унимодального распределения частот встречаемости зерен разной размерности по величинам ряда классовых интервалов. Такие фракции являются более высоким уровнем обобщения, и их лучше именовать рядами фракций, причем порядок этих рядов зависит от уровней обобщения. Это тем более оправдано, что такие даже унимодальные ряды чаще всего бывают полигенными (например, за счет множественной трансгрессии с другими рядами фракций, что весьма убедительно показал А. А. Глаголев). Кроме критерия близости к модальному классу ряды фракций могут быть выделены и по признаку взаимозависимости изменения их частот, что можно связывать с проявлением одного для всех фракций генетического фактора — парагенетические ряды фракций. Такие ряды образуются, например, при дроблении минералов, выпадении из раствора и т. п. Для некоторых парагенетических рядов фракций могут быть даны модельные представления о распределении их частот. В ряде экспериментальных работ по дроблению кварца и в связи с его использованием в промышленности [Ходаков, 1972], в работах, описывающих дробление других минералов [Филиппов, 1961], высказывалось предположение о применимости логнормальной модели к распределению количества частиц по размерам в процессе дробления. Нередки случаи и отклонения от логнормального закона,

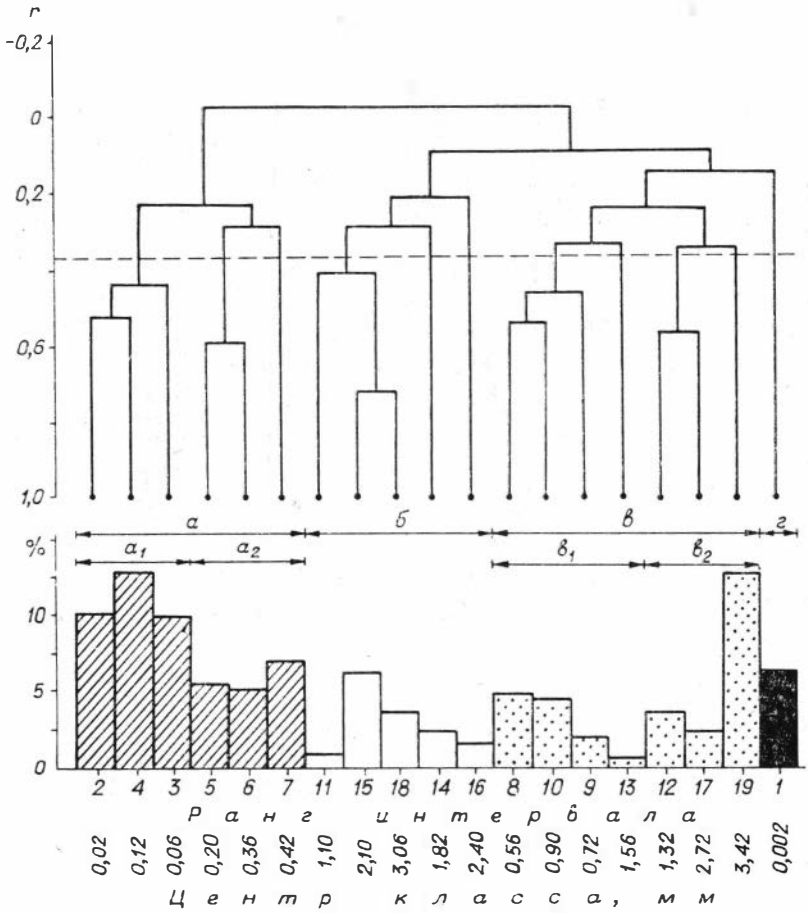


Рис. 5.19. Доломит (*1*, *2* — см. на рис. 5.18).

но положительная асимметрия, как правило, остается и увеличивается по мере увеличения длительности (степени) дробления. Точно такой же вид имеют кривые распределения частот при выпадении осадков из растворов, причем степень положительной асимметрии прямо пропорциональна скорости кристаллизации. Но данные экспериментов по измельчению минералов и минеральных агрегатов приводят к другому чрезвычайно важному для петрологии выводу: оказалось, что кинетика дробления зерен и их выпадение из раствора описываются уравнением того же вида, что и собирательная перекристаллизация. Естественно, что эти процессы обратны по знаку. В петрологии эта особенность подтвердилась экспериментально.

Как показано В. В. Хлестовым и Г. Г. Лепезиным [1974], линейные размеры кварца в высокотемпературных комплексах больше и распределены симметрично относительно низкотемпературных комплексов, где размеры зерен кварца значительно меньше и распределены резко положительно асимметрично. Увеличение размеров зерен кварца и уменьшение положительной асимметрии распределений в процессе перекристаллизации гнейсов гранулитовой фации в условиях длительного многоэтапного метаморфизма амфиболитовой фации установлены нами при исследовании верхнеалданского гнейсо-гранитного комплекса и заурулюнгуевской гнейсо-гранитной серии в Восточном Забайкалье [Василенко, Холодова, 1977]. Трансформация распределений от положительно асимметричных (максимум слева) до симметричных и отрицательно асимметричных (макси-

Статистики распределений средних диаметров сечений зерен доломита

Ранг фракции	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	0,002	0,02	0,06	0,12	0,20	0,36	0,42	0,56	0,72	0,90	1,10
1		—0,08	—0,02	—0,13	—0,18	—0,13	—0,25	—0,25	—0,18	—0,20	—0,05
2	—0,07		0,30	0,49	0,06	—0,07	0,17	—0,32	—0,27	—0,40	—0,22
3	—0,0	0,34		0,39	0,11	0,00	—0,01	—0,30	—0,30	—0,40	—0,22
4	—0,21	0,53	0,44		0,54	0,41	0,05	—0,16	—0,09	—0,32	—0,23
5	—0,20	0,05	0,11	0,53		0,61	0,08	—0,23	—0,10	—0,13	—0,16
6	—0,26	—0,12	—0,07	0,33	0,59		0,10	0,27	0,26	0,12	—0,19
7	—0,13	0,17	0,08	0,07	0,08	0,17		—0,18	—0,08	—0,06	—0,11
8	—0,23	—0,33	—0,36	—0,20	—0,16	0,34	—0,18		0,47	0,52	—0,15
9	—0,20	—0,31	—0,29	—0,12	—0,05	0,35	—0,11	0,53		0,27	—0,04
10	—0,17	—0,41	—0,46	—0,40	—0,13	0,19	—0,04	0,54	0,33		—0,01
11	0,06	—0,26	—0,31	—0,37	—0,17	—0,21	—0,08	—0,19	—0,10	0,03	
12	—0,16	—0,33	—0,30	—0,40	—0,18	—0,15	—0,22	0,17	0,14	0,25	0,11
13	—0,08	—0,14	—0,26	—0,22	—0,10	—0,10	—0,15	0,21	—0,01	0,45	—0,01
14	—0,04	—0,10	—0,09	—0,20	—0,10	—0,28	—0,02	—0,10	0,21	0,01	0,00
15	—0,16	—0,39	—0,45	—0,40	—0,15	—0,20	—0,23	0,04	0,06	0,02	0,37
16	—0,09	—0,08	—0,21	—0,06	—0,05	0,12	0,06	0,25	0,13	0,01	0,19
17	—0,07	—0,26	—0,33	—0,36	—0,13	—0,10	—0,09	0,24	0,08	0,53	0,09
18	—0,20	—0,41	—0,36	—0,40	—0,20	—0,25	—0,13	0,01	0,09	0,09	0,18
19	—0,18	—0,41	—0,44	—0,41	—0,21	—0,26	—0,35	0,22	—0,01	0,21	0,31
$\bar{X}$	6,06	10,4	13,3	9,9	5,6	5,3	6,9	4,8	2,9	4,5	1,2
S	17,77	13,12	18,14	9,76	8,27	6,15	8,95	5,21	4,2	6,18	3,72
V	293	126	136	98	148	116	130	108	145	137	310

* Правая верхняя часть таблицы получена методом частных средних [Василенко, Хлестов,

мум справа) может служить моделью перекристаллизационных процессов в парагенетических рядах фракций.

Из гетерогенных рядов фракций парагенетические ряды могут быть выделены при анализе корреляционных матриц как корреляционные комплексы. Построенная по данным табл. 5.13 на рис. 5.18 иерархия корреляционных связей показывает, что среди фракций кварца могут быть выделены три ряда: *а* (0,002 мм) — отрицательно коррелирующийся со всеми другими фракциями, *в* (0,56 мм) — отрицательно коррелирующийся со всеми другими фракциями, в том числе и с фракцией 0,002, и *б* (от 0,02 до 0,36 мм) — разделяемый на две разновидности ($б_1$ и $б_2$). Нетрудно заметить, что каждый ряд (в том числе $б_1$ и $б_2$) характеризуется индивидуальными моделями. Познавательная интерпретация рис. 5.18 сводится к следующему. Поскольку кварц в шлифах не несет следов динамометаморфизма, то следует считать, что кварц образовался путем кристаллизации из растворов в три этапа: на первом образовалась фракция *а*, на втором ряд фракций *б*, вытеснявший в пространстве фракцию *а* и перекристаллизовавшийся в конечном счете во фракцию *в*, которая также вытесняла в пространстве фракцию *а*. Перекристаллизация фракции *а* маловероятна.

Наибольшее число перекристаллизаций испытал доломит (табл. 5.14, рис. 5.19). К первичным доперекристаллизационным фракциям относится

Таблица 5.14

в рудах и коэффициенты корреляции между их фракциями*

12	13	14	15	16	17	18	19	$\bar{X}$	S	A	Размер фракции, мм
1,32	1,56	1,82	2,10	2,40	2,72	3,06	3,42				
—0,14	—0,08	—0,11	—0,17	—0,08	—0,11	—0,17	—0,16	6,3	18,4	4,6	0,002
—0,30	—0,19	—0,06	—0,38	—0,14	—0,22	—0,37	—0,40	10,3	13,7	1,5	0,02
—0,36	—0,20	—0,11	—0,38	—0,09	—0,27	—0,39	—0,43	13,6	17,7	2,2	0,06
—0,42	—0,21	—0,17	—0,42	—0,09	—0,35	—0,43	—0,40	10,0	10,2	0,9	0,12
—0,19	—0,07	—0,08	—0,25	—0,08	—0,15	—0,26	—0,21	5,5	9,0	2,6	0,20
—0,23	—0,11	—0,21	—0,27	0,06	—0,15	—0,27	—0,32	5,2	6,5	1,3	0,36
—0,16	—0,17	0,01	—0,17	0,01	—0,14	—0,07	—0,25	7,0	9,2	2,6	0,42
0,16	0,19	—0,03	0,03	0,18	0,27	0,08	0,16	4,7	5,2	0,6	0,56
0,10	—0,03	0,29	0,06	0,10	0,04	0,14	—0,02	2,9	4,2	2,2	0,72
0,19	0,47	0,06	0,06	—0,08	0,44	0,14	0,21	4,5	6,0	1,0	0,90
0,09	—0,09	—0,05	0,35	0,17	0,00	0,08	0,31	1,2	3,8	3.6	1,10
	0,04	—0,05	0,02	—0,05	0,57	0,22	0,45	3,2	6,0	1,7	1,32
0,07		—0,10	0,19	—0,07	0,11	0,22	0,20	0,3	1,3	3,2	1,56
—0,04	—0,18		0,11	0,03	0,01	0,29	—0,13	2,2	6,0	2,8	1,82
—0,01	0,17	0,17		0,28	0,12	0,67	0,21	6,1	10,5	2,3	2,10
—0,14	—0,04	0,02	0,26		0,11	0,03	—0,17	1,0	3,7	3,2	2,40
0,58	0,12	—0,04	0,09	0,05		0,19	0,00	2,1	5,5	2,5	2,72
0,29	0,17	0,29	0,68	0,01	0,15		0,15	4,0	7,1	1,3	3,06
0,44	0,26	—0,10	0,26	—0,15	0,04	0,22		10,9	17,6	1,3	3,42
3,2	0,4	2,3	6,2	1,0	2,2	4,1	10,9				
5,47	1,24	5,85	10,07	3,66	5,36	7,06	16,69				
171	310	254	162	366	244	172	153				

Холодова, Блинчик, 1977], нижняя левая часть — по алгоритму нормальной модели.

лишь фракция *г*, которая перекристаллизовывается в парагенетический ряд *в*, объединяющий средние и крупные фракции. На приведенном рисунке фракции в парагенетических рядах расположены не по рангам, а в соответствии с объединением в корреляционные комплексы. Но мысленно нетрудно в каждом комплексе ранжировать частоты фракций внутри корреляционных комплексов и увидеть, что в комплексах *а* и *в* подкомплексы, состоящие из фракций меньших размерностей, симметричны, а подкомплексы фракций бóльших размерностей отрицательно асимметричны. Кроме того, крайние члены этих комплексов связаны между собой отрицательной корреляцией, т. е. каждый комплекс отражает определенный этап перекристаллизации. Если анализировать особенности гранулометрии на более высоком уровне, рассматривая лишь особенности корреляционных комплексов фракции в целом, можно заметить, что комплекс *а* имеет левую асимметрию, комплекс *б* симметричный, а комплекс *в* правоасимметричен. Иерархия корреляционных комплексов позволяет считать, что комплекс *а* перекристаллизовывался в комплексы *б* и *в*.

В целом аналогичная картина характерна и для гранулометрии апатита (табл. 5.15, рис. 5.20) с той разницей, что перекристаллизация внутри подкомплексов выражена более отчетливо. На уровне комплексов также отчетливо происходит смена положительно асимметричных комплексов

Таблица 5.15

Статистики распределений средних диаметров сечений зерен апатита в рудах и коэффициенты корреляции между фракциями

Ранг фракции	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11,12	13,14	15,16	17,18	19,20	$\bar{X}$	s	v	Ранг фракции
Размер фракции	0,002	0,02	0,06	0,12	0,20	0,36	0,42	0,56	0,72	0,90	1,10 1,32	1,56 1,82	2,10 2,40	2,72 3,06	3,42 3,86				
		0,67	0,40	0,43	0,17	0,12	−0,25	−0,12	−0,21	−0,33	−0,43	−0,24	−0,30	−0,17	−0,16	1,3	3,40	260	1
			0,02	−0,04	−0,07	−0,09	−0,22	−0,26	−0,20	−0,29	−0,42	−0,24	−0,33	−0,12	−0,09	11,3	28,2	249	2
				0,56	0,80	0,76	−0,22	−0,04	0,04	−0,21	−0,25	−0,00	−0,15	−0,17	−0,21	2,7	4,9	181	3
					0,36	0,33	0,00	0,35	−0,10	−0,16	−0,06	−0,08	−0,15	−0,18	−0,19	3,7	5,0	135	4
						0,88	−0,08	0,02	−0,06	−0,19	−0,09	−0,20	−0,13	−0,15	−0,20	5,0	8,6	172	5
							−0,18	0,18	0,06	−0,17	−0,23	0,03	−0,20	−0,09	−0,10	3,9	6,6	169	6
								0,24	−0,10	0,04	0,45	−0,16	0,07	−0,12	−0,14	3,7	5,8	157	7
									−0,01	−0,09	0,08	−0,00	−0,04	−0,05	0,02	5,7	7,7	135	8
										0,06	0,05	0,35	−0,06	0,29	−0,03	2,1	3,8	181	9
											−0,16	0,05	0,55	0,15	0,25	6,4	7,9	123	10
												0,00	0,06	−0,08	−0,25	17,7	21,7	122	11,12
													−0,11	−0,04	0,23	7,1	9,8	138	13,14
														−0,02	−0,19	12,9	18,2	141	15,16
															0,36	1,7	4,3	253	17,18
																7,9	16,3	206	19,20

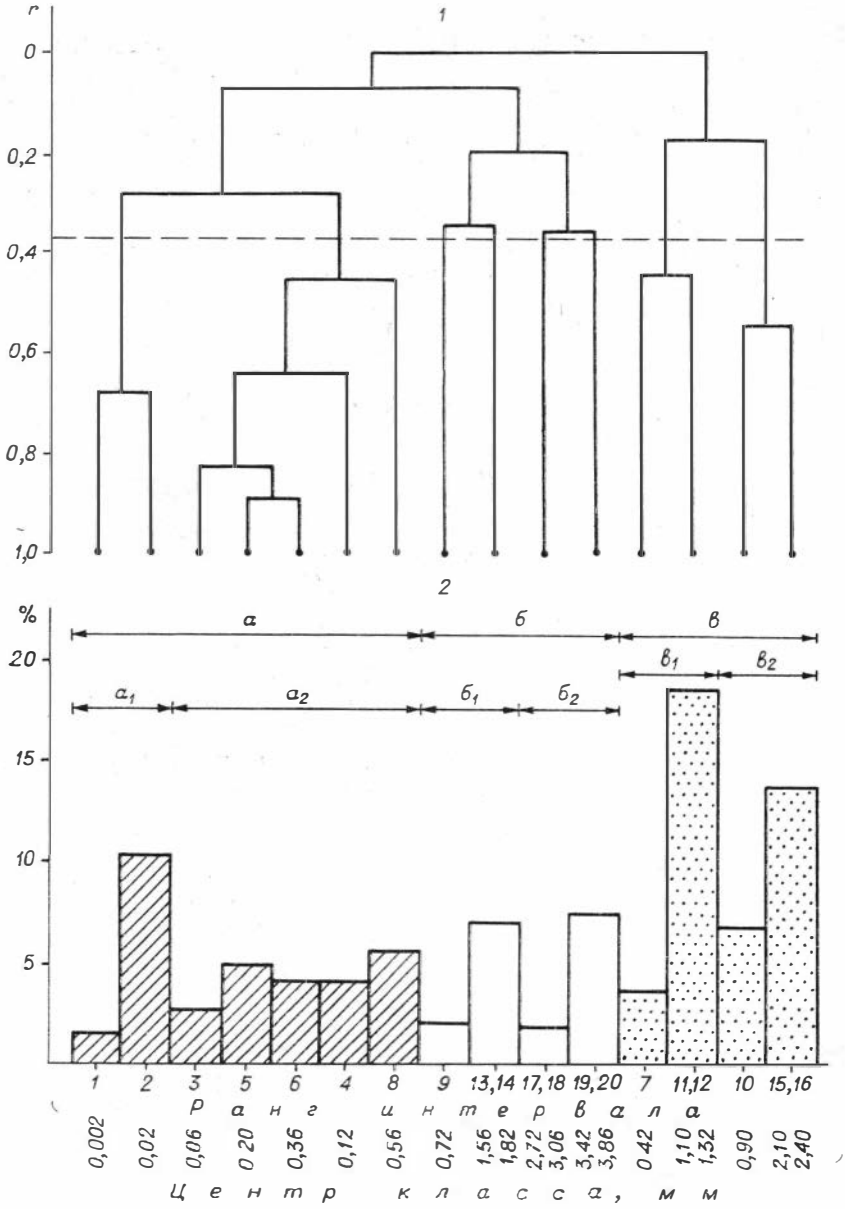


Рис. 5.20. Апатит (*1*, *2* — см. на рис. 5.18).

фракций малых размеров отрицательно асимметричными комплексами фракций больших размеров и тем более асимметричных, чем выше размерность входящих в них фракций. Перекристаллизация внутри комплексов сопровождалась сменой самих комплексов по схеме: *а* → *б*; *а* + *б* → *в*. Наименее измененные кристаллы апатита могут быть встречены во фракциях <0,05 мм. Все остальные апатиты в той или иной мере перекристаллизованы. Вероятно ,именно поэтому многочисленные попытки отыскать расплавные включения в крупных зернах апатита оканчивались неудачами. На ход перекристаллизационных изменений накладывался действующий в обратном направлении процесс динамометаморфизма апатита. Но дробление имело, несомненно, значительно меньший масштаб и скорее сказывалось на взаимоотношениях гранулометрических фракций внутри корреляционных комплексов.

В итоге анализа гранулометрических особенностей руд следует подчеркнуть, что он дал существенные аргументы в пользу принятия метасоматической модели: замещение полиминерального парагенезиса мономинеральным с множественной перекристаллизацией и укрупнением зерен. Картина, типичная для метасоматоза.

Глава 6

АПАТИТ

1. СВОЙСТВА

Внешний вид

Апатит образует чаще всего правильные призматические кристаллы длиной от 1—2 мм до 3—4 см и от 0,5 до 5 мм в поперечнике. Хорошо развиты грани призмы {110} и бипирамиды {0111}. По окраске можно выделить три основные разновидности — генерации: зеленый, сургучный и серый апатит.

I. Серо-зеленый, иногда бледно-зеленый и почти бесцветный апатит отличается короткостолбчатым обликом (до 2 см в длину и до 1,5 см в поперечнике). Кристаллы его иногда раздроблены и корродированы по краям мелкозернистой основной массой сургучного апатита. Наиболее характерная особенность — центральное (ядерное) положение зеленого апатита в апатитовых агрегатах, сложенных сургучным и вишнево-красным апатитом.

II. Сургучный цвет апатита определяется наличием рассеянных микровключений гематита и изменяется от розового до вишнево-красного и сургучного. На свежих сколах крупных кристаллов иногда наблюдаются все переходы к зеленовато-серой окраске.

III. Сплошные мелкозернистые массы светлого и серого цветов, состоящие из изометричных очень мелких зерен. Развиваются в зонах дробления сургучного апатита.

Рентгеноструктурная диагностика

Идентификация произведена на основании изучения рентгеновских дифрактограмм, снятых на дифрактометрах ДРОН-1 и ДРОН-1,5 в диапазоне углов отражения от 10 до 40° (Cu-анод) и от 16 до 30° (Fe-анод). Дифрактограммы исследованных образцов приведены в табл. 6.1. Степень соответствия дифрактограммы каждого из изученных образцов эталонным дифрактограммам хлорапатита, манганапатита, франколита и фторапатита [Михеев, 1957] оценивалась по коэффициентам корреляции между интенсивностями пиков сравниваемых дифрактограмм. Правда, из-за несовпадения значений углов, для которых приведены интенсивности, на всех эталонных дифрактограммах при вычислении коэффициентов корреляции дифрактограммы исследованных образцов пересчитывались в соответствии со сравниваемой дифрактограммой. В табл. 6.2 приведены коэффициенты корреляции дифрактограмм исследуемых образцов с эталонами, а в табл. 6.3 — усредненные по четырем корреляционным матрицам коэффициенты корреляции между дифрактограммами исследованных образцов. Анализ приведенных корреляций методом корреляционных профилей [Миллер, Кан, 1965] показал, что по характеру взаимокорреляции и силе связи с эталонами исследуемые образцы могут быть разделены на 3 типа:

Таблица 6.1

Относительная интенсивность дифракционных импульсов от образцов апатитов Селигдара

172 (Cu)		159 (Cu)		138 (Cu)		134 (Cu)		164а (Fe)		164б (Fe)	
θ	I, %	θ	I, %	θ	I, %	θ	I, %	θ	I, %	θ	I, %
11,45	7,4	10,96	11,4	10,91	8,14	6,54	9,7	13,73	7,6	16,36	35,7
12,90	34,1	12,99	33,6	11,52	7,4	10,7	8,1	14,51	6,9	16,86	7,1
13,36	6,3	14,11	5,0	12,42	3,7	11,45	8,9	16,37	33,8	18,39	15,7
14,05	10,2	14,55	17,25	12,93	31,9	12,9	36,3	17,86	8,3	18,69	10,7
14,51	11,9	15,53	10,0	14,2	15,6	14,07	12,1	18,40	18,6	20,22	100
15,91	100	15,99	100	14,52	8,9	14,50	12,1	20,26	100	20,64	52,9
16,10	58,5	16,14	85,0	15,92	100	15,52	5,6	20,46	58,6	20,95	62,9
16,51	62,5	16,58	87,5	16,11	77	15,94	100	20,96	66,2	21,66	25
17,04	26,1	17,10	15,0	16,52	63	16,13	52,4	21,20	24,1	22,87	8,6
17,79	6,8	20,05	15,0	17,10	25,9	16,52	58,9	25,06	6,9	25,44	25,0
19,65	6,8	21,13	15,0	17,82	7,4	17,05	26,6	25,50	24,1	26,88	8,6
20,00	26,7	21,98	6,3	26,0	14,2	17,74	5,6	26,95	6,9	28,08	5,7
21,11	6,8	23,45	28,2	21,10	0,7	18,28	6,5	28,00	4,1	30,00	27,9
21,94	5,7	24,20	12,0	23,45	31,1	19,66	4,8	30,00	22,1	30,92	7,1
23,44	31,8	24,85	31,7	24,13	14,1	20,00	25,8	30,91	11,0	31,81	3,0
24,16	11,9	25,41	15,5	24,81	34,2	21,10	8,1	31,85	28,3	32,57	14,3
24,80	39,7	25,80	3,9	25,32	13,3	22,08	4,8	32,60	12,4	33,14	12,9
25,36	17,0	26,17	9,9	25,74	11,9	23,41	27,4	33,13	10,3	33,61	12,9
23,76	13,6	16,70	17,6	26,14	15,6	24,12	12,1	33,65	10,3	34,26	14,3
26,14	12,1	28,10	70,0	26,62	14,8	24,82	36,3	34,29	14,5	—	—
26,61	18,2	30,98	4,2	28,02	6,7	25,36	14,5	—	—	—	—
28,00	7,85	31,72	9,2	31,60	8,9	25,73	14,5	—	—	—	—
30,96	6,30	32,19	8,5	32,13	9,6	26,14	14,5	—	—	—	—

Таблица 6.2

Коэффициенты корреляции между интенсивностями дифракционных импульсов эталонов и образцов апатитов Селигдара

Номер обр.	Эталон				Номер обр.	Эталон			
	Хлорапатит (16)*	Манганапатит (19)	Франколит (19)	Фторапатит (21)		Хлорапатит (16)*	Манганапатит (19)	Франколит (19)	Фторапатит (21)
172	0,80	0,60	0,83	0,91	134	0,79	0,59	0,82	0,91
159	0,77	0,66	0,94	0,90	164а	0,69	0,64	0,92	0,91
138	0,79	0,70	0,91	0,88	164б	0,47	0,75	0,93	0,73

* Количество пиков.

Таблица 6.3

Коэффициенты корреляции между дифрактограммами образцов апатитов Селигдара

Номер обр.	172	159	138	134	164а	164б
172	—	0,88	0,93	0,93	0,94	0,87
159	0,88	—	0,98	0,93	0,96	0,91
138	0,93	0,98	—	0,94	0,96	0,92
134	0,93	0,93	0,94	—	0,94	0,88
164а	0,94	0,96	0,96	0,94	—	0,95
164б	0,87	0,91	0,92	0,88	0,95	—

1) 172, 134 — ближе всего соответствуют фторапатиту; 2) 164б — скорее всего франколит; 3) 159, 138 и 164а — с одинаковой вероятностью могут быть отнесены и к франколиту, и к фторапатиту.

Микрокристалличность апатита по рентгеновским данным

Тонкая кристаллическая структура апатита как критерий условий образования апатита уже рассматривалась нами ранее [Василенко и др., 1978]. Однако, учитывая новизну материала и его исключительно важное значение для понимания генезиса Селигдарского месторождения, мы вновь обращаемся к его изложению. В связи с этим напомним, что структура характеризуется размерами блоков когерентного рассеяния рентгеновских лучей и микроискажениями кристаллической решетки. Чем больше размер этих блоков и чем меньше микроискажения, тем выше степень микросовершенства кристалла.

В нашем случае тонкая кристаллическая структура апатита охарактеризована усредненной по всем кристаллографическим направлениям величиной блоков когерентного рассеяния L, выраженной в ангстремах, и показателем относительного микроискажения ε, выраженным в процентах [Крылов, 1959, 1963].

Информативность показателей L и ε для термодинамических реконструкций непосредственно из модельных представлений пока не выведена. Речь может идти, следовательно, лишь об эмпирической оценке эффективности распознавания по этим признакам апатитов различного генезиса, например, при выработке стратегии поисков.

Экспериментальное (рис. 6.1) изучение влияния термодинамических параметров существования апатита на его микрокристалличность достаточно убедительно обнаруживает наличие почти функциональной зависимости между Δt, с одной стороны, и ΔL и $\Delta\varepsilon$ — с другой. Если данные, показанные на рис. 6.1, рассматривать как простейшую модель сухого метаморфизма апатита без его перекристаллизации, то полученные результаты можно интерпретировать как свидетельство того, что при возрастании давления, температуры и длительности метаморфизма происходит возрастание степени совершенства микрокристаллической структуры апатита.

Рис. 6.1. Относительные изменения показателей микроискажения (сплошная линия — при истирании в течение 1—10 мин, штрихпунктирная — при 2-часовом нагреве до 1250°С, штриховая — выдержка разной длительности при 900°С). Параметры: ε_0 и L_0 — в точке 0; ε_f и L_f —в точке эксперимента.

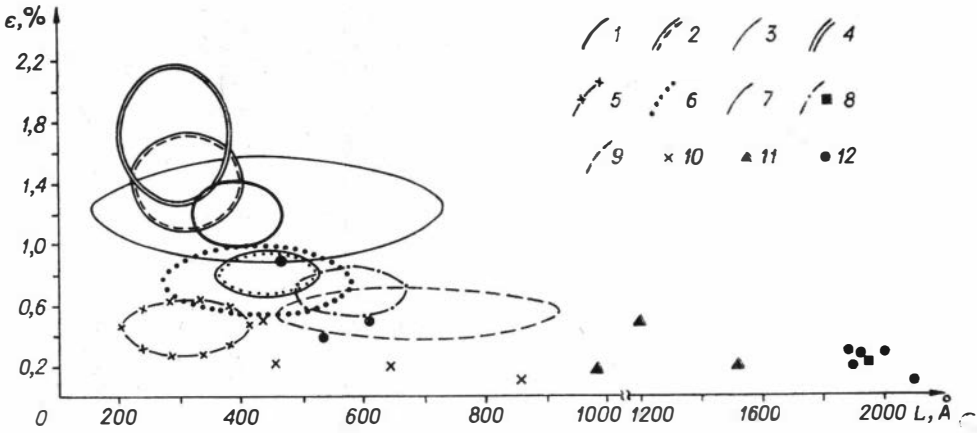


Рис. 6.2. Доверительные зоны средних показателей микроискажений для разнотипных апатитов.

1 — месторождение Полпино; *2* — Егорьевское; *3* — Маарду; *4* — Кингисепп; *5* — карбонатиты; *6* — Слюдянка; *7* — Каратау; *8* — кимберлиты; *9* — Джугджур; *10* — гранитоиды; *11* — вулканогенные породы; *12* — Селигдар.

Напротив, регрессивный динамометаморфизм, моделируемый в данном случае истиранием, приводит к резкому ухудшению совершенства микроструктуры. Есть основания считать, что эти тенденции в изменении показателей микрокристалличности апатита сохраняются и при изменении условий его образования. Доказательством тому может служить совпадение типов регрессионных линий относительных изменений L и ε и при моделировании прогрессивного метаморфизма (см. рис. 6.1), и при изменении генезиса апатитовых месторождений от осадочного до вулканического.

Таким образом, можно ожидать, что совпадение значений L и ε селигдарских апатитов с оценками L и ε апатитов данного генетического типа будет веским основанием для принятия подобной генетической гипотезы как вероятной и для Селигдарского месторождения.

Области доверительных значений средних арифметических L и ε для отдельных месторождений, показанные на рис. 6.2, построены на основании данных табл. 6.4. Сюда включены как ранее опубликованные [Занин, Кривопуцкая, 1977], но статистически не обработанные данные, так и новые наблюдения (табл. 6.5).

Осадочные фосфориты представлены двумя основными типами морских фосфоритов: ракушечными и желваковыми. Наименьшими из всех изученных месторождений размерами блоков когерентного рассеяния и наибольшим, достигающим 2%, относительным микроискажением характеризуются ракушечные фосфориты Кингисеппа. Значимо меньшим средним ε и бóльшим средним значением показателя L характеризуются желваковые фосфориты Полпино. Возможно, что различия в значениях показателей микрокристалличности апатита обусловлены степенью диагенетической переработки руд этих месторождений. Ракушечные фосфориты Маарду весьма неоднородны по величине показателей L и ε. Максимальные значения L достигают 900Å, но ε не опускается ниже 1%.

Величина относительного микроискажения является хорошим дискриминационным признаком для разделения неметаморфизованных экзогенных апатитов и апатитов эндогенного типа. Граничное значение составляет $1 \pm 0{,}1\%$. Апатиты эндогенного типа имеют средние значения $\varepsilon \leqslant 0{,}9\%$.

Наиболее близки по величинам показателей микрокристалличности к экзогенным апатитам метаморфизованные и метаморфогенные апатиты

Генетический тип		Петрографический тип	Месторождение		Число образцов
Экзогенный морской		Ракушечные фосфориты	Кингисепп		8
			Маарду		6
		Желваковые фосфориты	Егорьевское		5
			Полпино		9
Метаморфический	Региональный	Фосфориты	Каратау	Аксай	7
	Контактовый	Диопсидовый		Джанатас	13
				Чулактау	3
				В целом	23
	Региональный	Диопсидовый	Слюдянка		5
Магматический	Эксплозивный	Граносиенитовый, карбонатитовый	Цаган-Субургинское, Олдоиньо-Ленгаи		3
	Интрузивный	Анортозиты	Джугджур		13
		Кимберлиты	Трубка «Хризолитовая»		10
Гидротермально-магматический		Измененные гранитоиды	Каджаран, Талицкий массив		4
Метасоматический		Карбонатитовый	Белая и Средняя Зима		5
Гидротермальный		Кварцевый	Колгута		1
?		Доломито-гематитовый	Селигдар I (катаклазированный)		3
			Селигдар II		5
			Селигдар I и II		8

* ε — относительное среднеквадратичное искажение; L — размер блоков когерентного рас-
мальное и минимальное значения в данной выборке.

бассейна Каратау. Метаморфические изменения, вызванные активным контактовым метаморфизмом фосфорит-доломитовых толщ гранитоидами [Гапеев и др., 1968], фиксируются лишь на месторождении Чулактау. На месторождениях Аксай и Джанатас эндогенные факторы проявились лишь в общем метагенезисе, выразившемся, в частности, в дегидратации первично-осадочных минералов. В этой связи в качестве усредняющей оценки степени метаморфической переработки пород названных месторождений можно принять среднее содержание в них гидрослюд, которое составляет [Смирнов А. И., 1975, с. 44] в породах Аксая — 7,4%, Джанатаса — 6,3 и Чулактау — 3,7%. В таком же порядке возрастают и средние значе-

Таблица 6.4

микрокристалличности разнотипных апатитов*

ε, $n \cdot 10^{-1}$ %				L, Å			
$\overline{X}$	S	min	max	$\overline{X}$	S	min	max
1,7	0,53	1,1	2,3	297	113	208	545
1,2	0,33	0,9	1,6	445	274	187	940
1,42	0,28	1,0	1,7	314	77	203	395
1,2	0,28	0,8	1,7	397	92	288	540
0,68	0,31	0,2	0,9	372	240	176	851
0,92	0,4	0,2	1,5	444	193	163	980
0,57	0,23	0,3	0,7	577	156	443	749
0,8	0,37	0,2	1,5	440	205	163	980
0,74	0,17	0,2	1,0	431	124	309	636
0,3	0,17	0,2	0,5	1234	267	980	1522
0,56	0,23	0,1	0,9	691	401	214	1502
0,63	0,25	0,2	1,0	716	449	383	1950
0,25	0,17	0,1	0,5	593	198	427	854
0,44	0,17	0,2	0,6	309	88	182	380
2,0	—	—	—	534	—	—	—
0,6	0,26	0,4	0,9	537	69	468	609
0,24	0,09	0,1	0,3	1962	88	1890	2100
0,375	0,24	0,1	0,9	1427	741	468	2100

сеивания; $\overline{X}$ — выборочное среднее; S — выборочное стандартное отклонение; max, min —макси-

ния показателя L от 372 Å в апатитах Аксая до 444 Å в апатитах Джанатаса и 577 Å в апатитах Чулактау.

Доверительный эллипс по осям L и ε метаморфогенных апатитов Слюдянки включает доверительный эллипс всех изученных месторождений Каратау. Средние значения и выборочные дисперсии показателей L и ε месторождений Каратау и Слюдянки совпадают.

Апатиты магматических пород, характеризующиеся наиболее высокими температурами образования, в полном соответствии с рис. 6.1 попадают на рис. 6.2 в область небольших L и наименьших ε сравнительно с оса-

Таблица 6.5

Величины блоков когерентного рассеивания и относительного микроискажения образцов апатитов разных типов месторождений

Тип	Номер обр.	L, Å	ε, %
Апатит-доломит-гематитовые руды Селигдара (коллекция В. Б. Василенко, Л. Д. Холодовой)	164	468	0,9
	149	533	0,4
	138	609	0,5
	134	1890	0,3
	140	1900	0,2
	170	2000	0,3
	134а	1920	0,3
	134б	2100	0,1
Карбонатиты Восточной Сибири (коллекция Н. М. Подгорных)	8б/1	182	0,4
	638/4	251	0,4
	657/22	380	0,6
	657/23	374	0,2
	563/13	356	0,6
Эксплозивные брекчии (коллекция В. И. Сотникова. Н. П. Матреницкого)	S-303	1200	0,5
	II-115	1522	0,2
	А-3	980	0,2
Кимберлиты—трубка «Хризолитовая» (коллекция А. Д. Харькива)	К(6)	383	1,0
	В № 1-1	506	1,0
	А-4	614	0,7
	9-Ж	591	0,5
	8-Б	598	0,6
	7-Г	694	0,7
	3-2-3	507	0,7
	Д-10	502	0,5
	3-Е	1950	0,2
Гранитоиды (коллекция В. И. Сотникова)	S-2089	854	0,1
	S-623	641	0,2
	S-37	451	0,2
	S-374	427	0,5
Жила кварца (коллекция В. И. Сотникова)	К-1	534	0,2

дочными и метаморфогенными апатитами. Закономерности распределения значений показателей ε и L магматических апатитов между петрографическими типами апатитсодержащих пород, месторождениями и внутри них видны при корреляции с другими показателями условий образования: геологической обстановкой, минералогической ассоциацией и данными термобарометрии.

Эксплозивные брекчии и туфы. Обр. А-3 представляет ийолитовый пирокластический карбонат вулкана Олдоиньо-Ленгаи в Северной Танзании. По Дж. Б. Даусону [1969], ийолитовые туфы сложены нефелином и пироксеном в основной массе карбоната, лимонита и цеолитов. Они переходят в туфы с блоками пород уртит-мельтейгитовой серии. Апатит содержится в акцессорных количествах, но, например, в меланократовых нефелинитах содержание P_2O_5 достигает 2%. Таким образом, преимущественно магматическая природа апатита из обр. А-3 весьма вероятна. Обр. II-115 и S-303 — эксплозивные брекчии по сиенит-диоритам Цаган-Субургинского медно-молибденового месторождения (МНР). Цементом брекчии [Сотников и др., 1975] служат те же сиенит-диориты, что и в обломках, но интенсивно перетертые. В брекчиях две генерации апатита — первичный магматический, количество которого в обломках сиенит-диоритов достигает 700 г/т, и вторичный, сингенетичный хлоритизации цемента. Так как по морфологическим признакам первичный и вторичный апатиты неотличимы, то в изученных фракциях могли присутствовать обе генерации апатита при явном преобладании магматического.

Вулканогенные образцы разных месторождений попадают в одну область с максимальными значениями L и минимальными ε магматических апатитов Джугджура. Апатиты Маймаканского и Гаюмского месторождений Джугджура [Иванов и др., 1977] представлены в общих чертах двумя генерациями: позднемагматической — пневматолитовой и низкотемпературно-метасоматической. Именно этим можно объяснить колебания блоков когерентного рассеивания от 214 до 150 Å в разных образцах этих месторождений.

Кимберлиты. К сожалению, авторы не располагают информацией о детальном петрографическом составе образцов кимберлитов трубки

«Хризолитовой» (Якутия), из которых отбирался апатит. Мы уже отмечали (гл. 4, § 3), что в кимберлитах апатиты могут быть как первично-магматические, так и ксеногенные. Первые возникают на магматической стадии кристаллизации кимберлитов, вторые — апатиты из ксенолитов разнообразных захваченных кимберлитом пород — являются метаморфизованными или метаморфическими минералами. В соответствии с этим хорошо объясняется и характер распределения значений L и ε внутри кимберлитовой группы. Те из них, которые попадают в зону перехода между метаморфическими и магматическими, сформировались (метаморфизовались) при невысоких температурах, а обр. З-Е отражает особенности магматической стадии кристаллизации. Естественно, что в случае кимберлитов могут быть предложены и иные интерпретации, но несомненно, что в общем случае в кимберлитах следует ожидать наличия апатита с бо́льшими значениями L и меньшими ε, нежели в вулканогенных апатитах, так как кимберлитовые магмы имеют более высокие значения термодинамических параметров. И эта гипотеза подтверждается. Среди исследованных апатитов из кимберлитов есть образец с $L \approx 2000$ Å и $\varepsilon = 0{,}2\%$.

Гидротермально измененные гранитоиды представлены апатитом из гранодиорит-порфира Коунрада (обр. S-2089), мелкозернистого лейкократового гранита Киялы-Узень (обр. S-623) и монцонита Каджаранского батолита. Все представленные гранитоиды сопряжены с зонами медно-молибденового оруденения и несут следы вторичных изменений зеленосланцевого типа. Обр. S-374 — грейзенизированный гранит Талицкого массива (Горный Алтай). По значениям L и ε эти образцы попадают в зону магматических и метаморфических апатитов, причем наибольшим L характеризуется апатит из гранодиорит-порфира, а наименьшим — из грейзенизированного гранита.

Метасоматические апатиты из карбонатитов Восточной Сибири представлены образцами из Бело- и Средне-Зиминских массивов. Здесь карбонатиты ассоциируют с породами пироксенит-ийолит-уртитового ряда. Л. И. Панина и Н. М. Подгорных [1975], основываясь на опытах по гомогенизации расплавных включений в пироксенах, нефелине и форстерите, достоверно подтвердили магматическую природу пород ультраосновного—щелочного ряда. По мнению этих авторов, и карбонатиты кристаллизовались из расплаво-рассолов в интервале температур 730—1000°С. Иной, как нам представляется после изучения шлифов, петрографически более аргументированной точки зрения придерживаются Л. К. Пожарицкая и В. С. Самойлов [1972]. По их мнению, карбонатиты являются метасоматическими образованиями, замещающими ийолит-уртиты. Выделяются четыре петрографически хорошо идентифицируемые температурные группы карбонатитов:

I (550—650°С) — авгитовые, форстеритовые, флогопитовые и магнетитовые;

II (520—430°С) — основные петрографические разновидности те же, но диопсид встречается чаще авгита;

III (400 — 330°С) — минеральные парагенезисы характеризуются наличием амфиболов в значительных количествах;

IV (300—230°С) — альбит-анкеритовые карбонатиты, иногда с эгирином и рибекитом.

Изученные апатиты отобраны из образцов карбонатитов последних трех типов. Тип II представлен: обр. 563/13 — диопсид + флогопит + + карбонат + апатит + магнетит; обр. 657/23 — апатит +карбонат+ флогопит + магнетит; обр. 657/22 — апатит + карбонат + форстерит + флогопит + магнетит + тальк + иддингсит. Во всех образцах акцессорные количества эккерманита. Обр. 638/4 относится к типу III. Здесь апатит ассоциирует с диопсидом, роговой обманкой, карбонатом, эккерманитом, флогопитом и магнетитом. Общее количество амфиболов достигает 30—40% объема породы. К IV группе карбонатитов относится обр. 8-б/1. Он

представлен апонефелин-микроклиновым анкеритовым карбонатитом с альбитом. Структура порфиробластическая. Фенокристы представлены псевдоморфозами микроклина по нефелину. Микроклин по периферии фенокрист замещается альбитом. Основная ткань породы состоит из анкерита, альбита и апатита.

Область возможных средних значений L и ε метасоматических апатитов лежит ниже и левее соответствующей области для метаморфогенных апатитов (см. рис. 6.2).

Гидротермальный апатит представлен обр. К-1 из кварцевой жилы с вольфрамитом. Параметры микрокристалличности этого образца ближе всего к показателям микрокристалличности гидротермально измененных гранитоидов.

Селигдарское месторождение представляют руды апатитового (обр.138, 170), апатит-доломитового (обр. 140, 149, 134, 134а) и апатит-кварц-доломитового (обр. 164) типов. По степени динамометаморфических изменений изученные образцы разделяются на группы: слабо и сильно измененные породы.

Для слабо динамометаморфизованных руд характерны пойкилобластовые и весьма редко проявленные бластокластические структуры. Характерны такие парагенезисы: обр. 134, 134а — доломит + апатит + + альбит + мусковит + хлорит + антигорит + гематит; обр. 140— доломит + апатит + альбит + мусковит + кварц + хлорит + эпидот + + гематит + магнетит; обр. 170 — апатит + мусковит + серпентит + + тальк + хлорит + магнетит + гематит.

Доломит (90% в обр. 134 и 60% в обр. 140) двух генераций. Наиболее распространены крупные неправильные зерна, по периферии окаймленные мелкими изометрическими зернами 2-й генерации. Показатели преломления обеих генераций доломита не различаются: $N'_o = 1{,}675$; $N'_e = 1{,}500$.

Апатит в штуфах в виде крупных скоплений различных оттенков кирпично-красного цвета. Внутри одного из таких скоплений (обр. 134а) найдено ядрышко зеленого апатита (обр. 134б). В шлифах апатит составляет от 5 до 85% объема породы. Структурно выделяются генерации того же типа, что и у доломита. Крупные кристаллы апатита часто трещиноваты. Эти трещины служат основным местом сосредоточения альбита, мусковита, хлорита и других, кроме доломита, минералов перечисленных парагенезисов. Гомогенизация газово-жидких включений в апатите этой группы образцов происходит в жидкость при температурах 180—195°С. Преломление красных апатитов обеих генераций неразличимо: $N'_g = 1{,}637$; $N'_p = 1{,}633$.

Вторая группа образцов руд Селигдара характеризуется значительным катаклазом. Зерна апатита брекчированы на остроугольные обломки, часто смещенные друг относительно друга по одной оси. Характерны такие парагенезисы: обр. 149, 164 — доломит + апатит+кварц+гематит + + мусковит; обр. 138 — апатит + хлорит + мусковит + альбит + магнетит + гематит.

Если в слабо катаклазированных образцах характерные минералы зеленосланцевой ассоциации встречены лишь по трещинкам в апатите, то в рудах с сильным катаклазом белые слюды и хлориты развиты в значительно большем объеме, образуют крупные индивиды и их скопления. Гомогенизация газово-жидких включений в обр. 149 происходит в жидкость в интервале температур 295—420°С.

Сильно и слабо метаморфизованные образцы резко разделяются по величине показателя L. Апатит слабо катаклазированных руд на рис. 6.2 по величине параметра L попадает в область максимальных значений для кимберлитов. Катаклазированные руды содержат апатит с величинами показателей L и ε, переходными от метаморфических к магматическим апатитам, что можно объяснить действием катаклаза. По предварительным данным, истирание апатита увеличивает ε и уменьшает L (см. рис. 6.1). Таким образом, имеются достаточные основания считать, что разделение

апатитов Селигдарского месторождения по микрокристалличности на две группы обусловлено проявлением процессов динамометаморфизма.

Подведем некоторые итоги.

1. а) экспериментально установлена нелинейная высокая положительная корреляционная зависимость между приращением значений L и ε относительно комнатных условий, с одной стороны, и временем и температурой предварительного нагрева образца—с другой; б) установлена отрицательная нелинейная зависимость между степенью дробления образца и приращением значений L и ε.

2. Фигуративные точки, нанесенные по средним значениям L и ε изученных совокупностей апатитов, образуют регрессионную кривую, по форме аналогичную регрессионной кривой приращения L и ε при температурном воздействии на апатит. Расположение выборочных средних L и ε и на этой кривой согласуется с оценками температурных условий образования апатитов по минералогическим и геологическим данным.

Высокотемпературные апатиты характеризуются бо́льшими L и меньшими ε. Эта зависимость в двух случаях (метаморфогенные апатиты Каратау и метасоматические апатиты карбонатитов) четко фиксируется и внутри выборок.

3. Динамометаморфизм приводит к уменьшению значений показателя L и увеличению показателя ε. Есть основания полагать, что аналогично катаклазу действуют и другие процессы, например выветривание, поэтому при генетической интерпретации данных по микрокристалличности апатитов следует ориентироваться на максимальные значения L и минимальные ε.

4. Апатиты разного генезиса хорошо разделяются по величине параметров микроблочности. Апатиты экзогенные характеризуются $\varepsilon \geqslant 1{,}0$, эндогенные — $\varepsilon < 0{,}9$. Изученные метасоматические, метаморфогенные, интрузивные и вулканогенные апатиты с высокой надежностью различаются по средним значениям показателей L и ε.

5. Некатаклазированный апатит Селигдара по величине показателей L и ε близок к вулканогенным апатитам и магматическому апатиту кимберлитов. Зеленый апатит этого месторождения имеет L выше красных апатитов и наибольшее значение L из всех изученных апатитов.

6. Апатит Селигдарского месторождения мог образоваться из глубинных высокотемпературных расплавов.

Термометрия апатитов

Для предварительной оценки условий образования апатитовых руд месторождения было проведено минералотермометрическое исследование включений в апатитах. В них могут быть выделены следующие типы микровключений: твердые, газово-жидкие и трехфазовые (газ—жидкость—«соль»).

Твердые включения. Преимущественно трубчатые гематитовые, составляют в сумме от 1 до 8% общего объема кристалла. Они ориентированы параллельно оси C кристаллов, по величине достигают $4{,}0 \times 0{,}05$ мм, хотя преобладают включения длиной 0,1—0,2 мм. Встречаются также ограненные изометричные включения прозрачного анизотропного минерала, иногда в срастаниях с гематитом. Обилие гематитовых включений и обусловливает красно-коричневую окраску апатита. В свою очередь серо-зеленые разности апатита почти нацело лишены гематитовой примеси.

Газово-жидкие включения. Первичные газово-жидкие включения, приуроченные к зонам роста кристаллов, в исследуемых апатитах не имеют широкого распространения. По внешнему виду они напоминают трубчатые включения гематита и располагаются между ними. Величина их колеблется от 0,01 до 10 мм по длинной оси и от 0,001 до 0,02 мм в поперечном сечении. Соотношение газ—жидкость меняется от 1 : 6 до 1 : 3. Вто-

Таблица 6.6

Температуры гомогенизации газово-жидких включений в минералах

Номер обр.	Тип руды	Минерал	Температура гомогенизации включений, °С	
			первичных	вторичных
136	Апатит-карбонатный	Апатит	210—235	220—290
137		»	—	—
149		»	—	295—420
159		»	210—220	—
153	Апатит-кварц-карбонатный	»	190—220	—
153		Кварц	175—205	—
156		Апатит	220—370	165—190
174		»	195—220	165—185
176		»	210—230	—
168	Апатитовый	»	195—220	—
170		»	—	180—195
171		»	—	170—190

ричные газово-жидкие включения обычно сосредоточены вдоль трещин в минерале. Они особенно характерны для серо-зеленых апатитов. По форме включения почти изометричные, реже слегка вытянутые, варьируют от 0,005 до 0,2 мм в диаметре. Соотношение газ—жидкость колеблется от 1 : 8 до 1 : 4.

Трехфазовые включения. Наблюдаются только в серо-зеленых апатитах из апатит-карбонатных руд среди скоплений вторичных газово-жидких включений. Твердая фаза скорее всего представлена силикатом, так как при нагревании ее кристаллики не растворялись вплоть до температуры плавления апатита.

Гомогенизация газово-жидких включений проводилась в микротермокамере, сконструированной в ИГиГ СО АН СССР [Долгов, Базаров, 1965]. Все включения гомогенизировались в жидкую фазу. Герметичность их проверялась повторной гомогенизацией. Полученные температуры (без поправок на давление) приведены в табл. 6.6.

Большинство первичных газово-жидких включений из апатитов разных типов руд гомогенизировались в интервале температур 190—235°С. Лишь в одном образце получено значение 370°С. В одном случае параллельно с апатитом осуществлена гомогенизация газово-жидких включений в кварце (175—205°С). Температуры гомогенизации вторичных газово-жидких включений в апатитах, за исключением серо-зеленых, оказались более низкими (165—195°С). Как уже отмечалось, апатиты из руд апатит-доломитового типа (руч. Тигровый) отличаются не только по цвету (светло-серо-зеленые) и форме кристаллов (короткопризматические), но и по содержанию и характеру включений. Для них характерно обилие вторичных газово-жидких включений, температуры гомогенизации которых достаточно высоки (220—420°С).

Для определения концентрации и состава соли в жидкой фазе газово-жидких включений были проведены опыты «замораживания» включений на криометрической установке. Концентрация солей в первичных трубчатых включениях оказалась очень мала (1—5%), в силу чего состав их определить не удалось. Концентрация солей во вторичных включениях серо-зеленых апатитов составляет около 20—25%, а состав их определяется как $CaMg(CO_3)_2$. Таким образом, можно предположить, что при вторичной гидротермальной обработке апатитового тела основным солевым компонентом минералообразующей среды является доломит.

Отсутствие подходящих включений (жидко-газовых) не позволило определить непосредственно поправки температур на давление. Попы-

таемся это осуществить, анализируя парагенетические ассоциации минералов. Для фаций зеленых сланцев [Добрецов, Соболев, Ушакова, 1974] ассоциация доломит + кварц устойчива до температур 400—520°С в зависимости от давления. Переход от магнетита к гематиту (мартитизация) при постоянной активности кислорода ($\chi_0 = 10^{19}$) наблюдается при температурах 470—520°С, соответствующих верхнему пределу температур фаций зеленых сланцев. При умеренных давлениях ($P \sim 2{,}5$ кбар) полученные нами температурные оценки также подтверждают вероятность преобразования основной массы апатитовых руд месторождения при температурах 470—520°С. Присутствие талька (с кальцитом и кварцем) в рудах Селигдара свидетельствует о том, что указанные температуры характеризуют нижний предел возможных температур их формирования.

Фотолюминесценция апатитов

Люминесценция апатита изучалась на монохроматоре ДМР-4 с фотоувеличителем ФЭУ-72. Она возбуждалась ультрафиолетовым излучением ртутной, водородной и ксеноновой ламп. Перебор источников возбуждения вызван очень слабой интенсивностью люминесценции. Исследовались зеленый и красный апатит из обр. 134, сургучный апатит (обр. 145) и два образца розового доломита. Установлено (рис. 6.3), что сургучная и зеленая разности апатитов люминесцируют в одной и той же области спектра широкой полосой с максимумом около 407 нм. Такая люминесценция, по мнению А. Н. Таращана [1974], связана с активаторной ролью Mn^{2+}. Люминесценция в этой области, причем одинаковой интенсивности, установлена для всех исследованных образцов апатита. Но сургучный апатит (обр. 145) обнаружил люминесценцию в красной области, причем положение трех выделяемых максимумов и их относительная интенсивность совпадают со спектром люминесценции доломита (обр. 134). Это обстоятельство позволяет связывать красную люминесценцию апатита и доломита с активаторной ролью Fe^{3+}.

Второй образец доломита люминесценции не обнаружил. Есть основания считать, что в отличие от кальцита, для которого характерна люминесценция и в сине-зеленой области, люминесценция доломита будет в основном определяться Fe^{3+} и проявляться в красной области для подавляющего большинства образцов из селигдарских руд. Это делает возможным использование люминесцентных методов для экспрессной оценки апатитоносности проб из разных типов руд. Искажающим влиянием люминесценции кварца можно пренебречь в силу ее очень незначительной интенсивности.

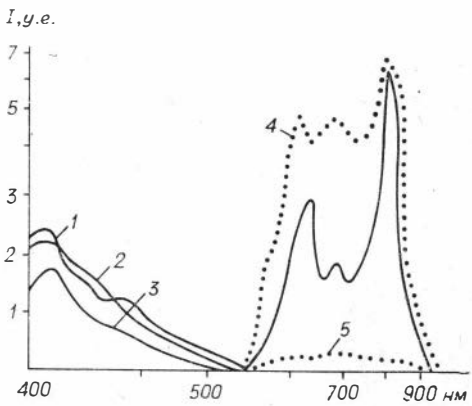


Рис. 6.3. Спектры фотолюминесценции апатитов и доломитов из руд Селигдара. Апатиты: *1* — обр. 145; *2* — обр. 134, красный; *3* — обр. 134, зеленый. Доломиты: *4* — обр. 134; *5* — обр. 145.

Электронный парамагнитный резонанс (ЭПР)*

Методом ЭПР регистрируются изоморфные замещения в катионной и анионной частях структуры апатита и парамагнитные дефектные центры.

В катионной части изученных образцов (табл. 6.7) установлено изо-

* Анализ Л. Г. Гилинской.

Таблица 6.7

Типы замещений в структуре апатита Центрально-Алданского района*

Номер обр.	Замещение Ca^{2+}			Замещение F^-					Замещение PO_4^{3-}	
	$Mn^{2+} \to Ca_I^{2+}$	$Mn^{2+} \to Ca_{II}^{2+}$	$Fe^{3+} \to Ca^{2+}$	$F^- - O^- - F^-$	$F^- - O^- - Cl^-$	$Cl^- - O^- - Cl^-$	$O^- - Cl^-$	$O^- - OH^-$	PO_3^{2-}	SO_4^{2-}
130	+	+	—	+	+	—	—	+	+	++
140	+	+	+	+	+	—	—	+	+	++
161	+	+	—	+	++	—	—	+	+	++
164	+	+	+	+	+	—	—	+	+	++
173	+	+	—	+	+	—	—	+	+	+
179	+	+	—	+	++	—	—	—	+	++
180	+	+	—	+	+	—	—	+	+	+
51	+	+	—	+	+	++	++	+	+	++
139	+	+	—	+	+	++	++	—	+	+
148	+	+	+	+	+	++	++	—	+	++
249	+	+	—	+	+	++	++	+	+	++
Эмельджак	+	+	—	+	+	++	—	+	+	+
Эмельджак	+	+	—	+	+	+	+	—	++	+
Горелый	+	+	—	++	+	+	+	—	++	+
Горелый	+	+	—	+	+	+	+	—	—	+
Таежное	+	+	—	+	+	+	+	—	++	++

* Знаки + и — означают обнаружены или не обнаружены соответствующие парамагнитные центры в изученных образцах; знак ++ отвечает наиболее интенсивно проявленным парамагнитным комплексам.

морфное замещение $Mn^{2+} \to Ca^{2+}$, проходящее в двух координатных положениях: Ca I (симметрия C_3) и Ca II (симметрия C_1). Наличие заметного замещения $Mn^{2+} \to$ Ca II свидетельствует о значительных изменениях (замещениях, структурных нарушениях) в анионных частях структуры апатита. Последнее подтверждается и характерной особенностью спектра $Mn^{2+} \to$ Ca I в изученных апатитах — уширением электронных переходов $M = \pm 5/2 \leftrightarrow \pm 3/2$, $M = \pm 3/2 \leftrightarrow \pm 1/2$. Интенсивность спектра Mn^{2+} относительно невелика и от образца к образцу мало изменяется.

В анионной PO_4^{3-} части регистрируются парамагнитные центры, связанные с изоморфным замещением $S^{6+} \to P^{5+}$ типа SO_3^- и со структурными нарушениями типа $PO_4^{3-} \to PO_3^{-e} \to PO_3^{2-}$. Интенсивность парамагнитных центров SO_3^-, PO_3^{2-} изменяется от образца к образцу, причем первый в бо́льших пределах, чем второй.

В одновалентной анионной части наблюдались парамагнитные комплексы, появление которых вызвано присутствием кислорода в форме O^- на оси G_3 структуры и замещением OH^-, $Cl^- \to F^-$. Типы этих центров указаны в табл. 6.7. Выделяются следующие группы:

1) фтор-гидроксилапатиты Селигдара с характерными связями F⁻—O⁻—F⁻; F⁻—⁻O⁻—Cl⁻; O⁻—OH⁻;

2) фтор-хлорапатиты Селигдара, где наряду с указанными связями, хотя и слабо, но проявляются связи O⁻—Cl⁻ и Cl⁻—⁻O⁻—Cl⁻;

3) хлорапатиты из руд Таежного и Эмельджакского месторождений, для которых характерно преобладание связей O⁻—Cl⁻ и Cl⁻—⁻O⁻—Cl⁻ над связями F⁻—⁻O⁻—F⁻ и F⁻—⁻O⁻—Cl⁻.

Следует отметить, что связи O⁻—OH⁻ появляются в основном в тех образцах, где отсутствуют связи Cl⁻—O⁻ и Cl⁻—⁻O⁻—Cl⁻, т. е. наличие хлора в структуре апатита не связано, как обычно, с вхождением гидроксила.

Типоморфизм структурных изменений апатита почти не изучен из-за полуколичественного, иногда просто непараметрического характера суждений по данным ЭПР. Количественная характеристика распределений разного сорта дефектов, в особенности тепловых и радиационных, несомненно, сулит значительные успехи учению о типоморфизме минералов, хотя и потребует от физиков более кропотливых и трудоемких наблюдений. До сих пор, к сожалению, таких наблюдений в массовом порядке не проводится.

2. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ АПАТИТА

Современный уровень генетической минералогии еще не может обеспечить генетическую характеристику для большинства минералов по особенностям их химического состава. А для апатита отсутствуют достоверные обобщения и по эмпирическому типоморфизму. Поэтому прежде чем описывать состав апатитов Селигдарского месторождения, потребовалось выяснить наличие общих тенденций изменения химизма апатитов разного генезиса.

В данном случае оптимальным представляется сравнение средних содержаний элементов для отдельных месторождений, подобно тому как это мы выполнили при изучении микрокристалличности апатита. Однако недостаток химических анализов по отдельным месторождениям вынуждает объединить их в группы главным образом по составу вмещающих пород, и лишь метаморфогенные и метасоматические апатиты объединены по способу образования. Тем не менее преимущественно петрографическая классификация апатитовых проявлений определенным образом коррелируется с условиями образования апатита — его генетическими типами. Сравнительному изучению подвергнуты лишь оценки средних значений содержания элементов в эталонных группах. В качестве критерия значимости различных средних значений принято условие непересекаемости их 95%-ных доверительных интервалов.

Распределение минералообразующих элементов

Апатиты Селигдара охарактеризованы статистиками эмпирических распределений элементов и окислов (табл. 6.8), вычисленными по 29 химическим анализам, проведенным Г. А. Тунгусовым (1976 г.)и Ф. Л. Смирновым [1976], и по 15 анализам апатита на микрозонде (табл. 6.9 и 6.10). Химические и рентгеноспектральные анализы дополняют друг друга и учтены при вычислении среднего состава апатита для месторождения. Единственным существенным разногласием в данных химического и рентгеноспектрального анализа является оценка содержания в селигдарских апатитах кремнекислоты. По данным микрозондирования, оно составляет 0,44% (что согласуется со средним содержанием SiO_2 в апатитах эталонных групп (табл. 6.11)), а по данным химических анализов — превышает 3%. Ниже мы вернемся к рассмотрению этого противоречия и обсудим варианты его объяснений на фоне основных закономерностей изменения составов апатита в ряду эталонных формаций.

За основу группировки анализов для вычисления эталонных средних и их доверительных интервалов мы приняли существующую петрографическую группировку [Васильева, 1968], дополнив ее недостающими петрографо-формационными подразделениями и анализами из литературных источников, указанных в примечании к табл. 6.11. Сопоставление средних произведено с учетом их доверительных интервалов. При этом выяснилось, что по величине I_F и I_K минералообразующие окислы и элементы апатита могут быть разделены на две группы: относительно более информативную (рис. 6.4) и менее информативную (рис. 6.5).

Таблица 6.8

Статистики распределений минералообразующих окислов апатитов Селигдара по данным химических анализов (n=29)*

Окисел	SiO_2	Fe_2O_3	FeO	Al_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	$\overline{X}$	S	A
SiO_2	—	0,00	0,48	—0,25	0,44	0,44	—0,70	0,63	0,00	—0,69	3,14	2,84	1,48
Fe_2O_3	0,05	—	0,18	0,63	0,18	0,20	—0,50	0,14	—0,58	—0,44	1,35	0,95	1,21
FeO	0,48	0,21	—	—0,02	0,56	0,38	—0,49	0,69	—0,10	—0,42	0,28	0,27	0,34
Al_2O_3	—0,23	0,61	0,01	—	—0,29	0,05	—0,15	0,08	—0,53	—0,17	0,12	0,14	1,48
MnO	0,43	0,25	0,50	—0,27	—	0,15	—0,55	0,55	—0,11	—0,29	0,07	0,05	1,43
MgO	0,38	0,28	0,41	0,15	0,13	—	—0,57	0,21	—0,34	—0,36	0,67	0,62	1,07
CaO	—0,68	—0,57	—0,48	—0,20	—0,55	—0,56	—	—0,57	0,51	0,80	51,07	2,15	0,12
Na_2O	0,65	0,17	0,66	0,09	0,51	0,24	—0,58	—	—0,21	—0,46	0,23	0,11	0,52
K_2O	0,01	—0,57	—0,09	—0,51	—0,17	—0,42	0,53	—0,22	—	0,28	0,14	0,17	1,52
P_2O_5	—0,69	—0,46	—0,45	—0,21	—0,29	—0,33	0,80	—0,50	0,24	—	38,25	1,88	—1,13
$\overline{X}$	3,09	1,36	0,28	0,12	0,07	0,67	51,06	0,23	0,14	38,27			
S	2,75	0,94	0,28	0,14	0,05	0,61	2,12	0,11	0,17	1,85			
V	89,0	69,1	100,0	116,6	71,4	91,0	4,15	47,8	121,4	4,8			

* Правая верхняя часть таблицы получена обычным способом; нижняя левая — по методу частных средних.

Таблица 6.9

Содержание второстепенных компонентов в апатитах Селигдара по данным рентгеноспектрального анализа (коллекция авторов)*

Номер обр.	Тип руды	MnO	SrO	Fe_2O_3	Na_2O	SO_3	SiO_2	F	Cl
	Месторождение Селигдар								
152	Апатит-кварц-доломитовый	0,11	0,16	—	0,61	0,98	0,41	1,63	0,19
153	То же	0,13	0,17	—	0,26	0,83	0,53	2,44	0,16
163	»	0,13	0,15	—	0,07	0,20	0,07	2,74	0,11
164	»	0,12	0,14	0,06	0,33	0,60	0,73	2,44	0,23
173	Апатит-доломитовый зелепокаменный	0,13	0,17	0,17	0,16	0,55	0,66	3,15	0,25
176	Апатит-кварцевый	0,15	0,27	—	0,27	0,53	0,36	3,05	0,24
133	Апатит-хлорит-доломитовый	0,13	0,18	—	0,47	0,55	0,27	2,92	0,18
134	То же	0,13	0,17	0,30	0,36	0,58	0,37	2,27	0,19
137	»	0,13	0,17	—	0,31	0,45	0,16	3,03	0,19
147	»	0,12	0,13	—	0,19	0,53	0,58	2,37	0,22
149	»	0,14	0,13	—	0,17	0,38	0,85	3,14	0,31
159	»	0,12	0,10	—	0,06	0,15	0,03	2,44	0,09
138	Апатит-хлорит-доломитовый	0,17	0,19	—	0,33	1,03	0,72	2,70	0,27
168	Апатит-доломитовый	0,15	0,16	—	0,33	0,80	0,54	2,34	0,25
170	Апатит-хлорит-доломитовый	0,16	0,19	—	0,41	0,55	0,25	2,34	0,27
	Месторождение Эмельджак (центральная часть)								
	Флогопитовый	0,12	0,10	—	0,04	0,42	0,10	2,39	0,4
	Месторождение Эмельджак (руч. Горелый)								
	Флогопитовый	0,13	0,12	—	0,07	0,28	0,34	0,22	5,5
	Месторождение Таежное								
	Флогопит-магнетитовый	0,17	0,08	—	0,09	0,33	0,52	2,31	1,7

* Анализы выполнены на микрозонде под руководством Ю. Г. Лаврентьева.

В первой группе резко выделяются четыре окисла с $I_K = 0{,}7$ при $n = 7$. Это P_2O_5, SiO_2, Fe_2O_3 и MgO. Среднее содержание этих окислов в селигдарских апатитах резко отличается от средних всех эталонов табл. 6.11: для P_2O_5 в меньшую, а для Fe_2O_3, MgO и SiO_2 в большую сторону. Возможны три варианта интерпретации этих аномалий. Начнем с кремнекислоты.

Таблица 6.10

Статистики распределений второстепенных минералообразующих элементов апатитов Селигдара по данным рентгеноспектрального анализа ($n=15$) (эмпирические распределения концентраций примесей в апатите согласуются с нормальной моделью)

Окисел	MnO	SrO	SO_3	SiO_2	Na_2O	F	Cl	$\overline{X}$	S
MnO	—	0,54*	0,26	0,19	0,03	0,32	0,58*	0,13	0,02
SrO	0,54*	—	0,33	—0,03	0,35	0,26	0,35	0,17	0,04
SO_3	0,26	0,33	—	0,50	0,69**	—0,43	0,39	0,58	0,25
SiO_2	0,19	—0,03	0,50	—	0,07	0,11	0,74**	0,44	0,25
Na_2O	0,03	0,35	0,69**	0,07	—	—0,49	0,24	0,29	0,15
F	0,32	0,26	—0,43	0,11	—0,49	—	0,25	2,60	0,42
Cl	0,58*	0,35	0,39	0,74**	0,24	0,25	—	0,21	0,06

* Коэффициент корреляции значим в пределах 95%-ного уровня надежности.
** Коэффициент корреляции значим в пределах 99%-ного уровня надежности.

Таблица 6.11

Статистики распределений минералообразующих окислов апатитов разных генетических типов *

Состав вмещающих пород (генетические типы апатитов)		Статистики	P_2O_5	CaO	SO_3	SrO	MnO	MgO	TR_2O_3	Fe_2O_3	Al_2O_3	Na_2O	H_2O	F	Cl	SiO_2
Гранитоиды	Пегматиты	n	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	Не опр.
		$\overline{X}$	41,85	54,19	0,02	0,07	0,11	0,04	0,48	0.15	0.07	0,19	0,46	2,61	0,03	
		S	0,29	1,28	0,05	0,05	0,15	0,09	0,59	0,11	0,12	0,17	0,49	1,01	0,07	
		$t_{05}S_{\overline{X}}$	0,22	0,96	0,04	0,04	0,11	0,07	0,44	0,08	0,09	0,13	0,37	0,76	0,05	
	Гидротермально-метасоматические образования	n	12	10	8	6	12	12	12	12	12	9	9	12	12	4
		$\overline{X}$	40,54	54,22	0,11	0.37	0,61	0,11	0,48	0,31	0,15	0,18	0,28	2,73	0,27	0,30
		S	1,69	1,33	0,08	0,61	1,10	0,12	0,62	0,36	0,39	0,22	0,31	0,75	0.31	0,23
		$t_{05}S_{\overline{X}}$	1,06	0,93	0,06	0,61	0,69	0,07	0,39	0,23	0,24	0,16	0,23	0,47	0.19	0,32
Щелочные породы		n	26	26	21	24	26	23	20	24	24	23	23	24	19	22
		$\overline{X}$	39,63	44,77	0,07	2,06	0,09	0,16	2,22	0,23	0,33	0,39	0,43	2,76	0,09	0,11
		S	2,34	17,38	0,09	5,03	0,13	0,26	2,59	0,30	0,29	0,50	0,42	0,98	0,16	0,20
		$t_{05}S_{\overline{X}}$	0,91	6,78	0,04	2,11	0,05	0,11	1,22	0,12	0,12	0,21	0,18	0,41	0,07	0,09
Основные породы		n	44	40	6	18	36	23	26	37	30	30	36	36	33	38
		$\overline{X}$	40,66	54,49	0,10	0,14	0,04	0,18	0,50	0,31	0,25	0,15	0,50	2,22	0,90	0,81
		S	1,69	1,03	0,02	0,15	0,05	0,19	0,62	0,69	0,34	0,16	0,43	1,0	0,90	1,50
		$t_{05}S_{\overline{X}}$	0,51	0,33	0,02	0,07	0,02	0,08	0,24	0,23	0,12	0,06	0,15	0,34	0,32	0,49
Ультраосновные щелочные породы		n	21	20	10	19	18	20	17	20	19	20	19	20	20	20
		$\overline{X}$	40,76	52,09	0,02	2,30	0,02	0,10	0,72	0,13	0,15	0,32	0,60	2,22	0,02	0,21
		S	1,27	3,87	0,05	2.72	0,05	0,15	0,59	0,10	0,19	0,32	0,18	0,91	0,03	0,23
		$t_{05}S_{\overline{X}}$	0,57	1,81	0,03	1,30	0,02	0,08	0,30	0,05	0,09	0,15	0,09	0,43	0,01	0,10

Карбонатиты	n	15	8	6	23	22	14	10	15	8	15	13	23	Не опр.	
	$\overline{X}$	40,19	54,68	0,97	0,75	0,02	0,33	0,79	0,33	0,17	0,29	0,70	2,26		
	S	1,02	0,94	1,15	0,35	0,02	0,26	0,25	0,39	0,20	0,24	0,76	0,69		
	$t_{05}S_{\overline{X}}$	0,56	0,77	1,15	0,15	0,01	0,15	0,17	0,21	0,16	0,13	0,46	0,30		
Кимберлиты	n	2	2	Не опр.	1	2	2	1	2	2	2	2	2	Не опр.	2
	$\overline{X}$	41,39	54,4		0,26	0,12	0,84	0,55	0,19	0,32	0,23	0,61	0,62		0,22
	S	—	—		—	—	—	—	—	—	—	—	—		—
	$t_{05}S_{\overline{X}}$	—	—		—	—	—	—	—	—	—	—	—		—
Метаморфиты	n	13	13	12	12	13	13	13	13	13	12	13	13	13	Не опр.
	$\overline{X}$	40,50	54,36	0,85	0,36	0,02	0,14	0,40	0,09	0,05	0,03	0,24	2,09	0,92	
	S	0,83	1,17	0,69	0,46	0,01	0,17	0,63	0,11	0,08	0,02	0,26	0,99	1,02	
	$t_{05}S_{\overline{X}}$	0,50	0,70	0,43	0,30	0,01	0,10	0,38	0,07	0,05	0,01	0,16	0,59	0,61	
Руды Селигдара (хим. анализы)	n	30	30	Не опр.		30	27	11	30	29	30	9	Не опр.		30
	$\overline{X}$	37,85	50,69			0,07	0,70	0,86	1,62	0,19	0,19	0,35			3,44
	S	2,03	2,24			0,07	0,73	0,32	1,20	0,08	0,14	0,22			3,33
	$t_{05}S_{\overline{X}}$	0,75	0,82			0,02	0,29	0,21	0,44	0,03	0,05	0,16			1,20
Руды Селигдара (микрозондовые анализы)	n	Не опр.		15	15	15	Не опр.				15	Не опр.	15	15	15
	$\overline{X}$			0,58	0,17	0,13					0,29		2,60	0,21	0,44
	S			0,25	0,04	0,02					0,15		0,42	0,06	0,25
	$t_{05}S_{\overline{X}}$			0,14	0,02	0,01					0,08		0,23	0,03	0,14
Руды Селигдара (объединенная выборка)	n	30	30	15	15	45	27	11	30	29	45	9	15	15	45
	$\overline{X}$	37,85	50,69	0,58	0,17	0,08	0,70	0,86	1,62	0,19	0,22	0,35	2,60	0,21	2,30
	S	2,03	2,24	0,25	0,04	0,06	0,73	0,32	1,20	0,08	0,14	0,22	0,42	0,06	2,70
	$t_{05}S_{\overline{X}}$	0,75	0,82	0,14	0,02	0,01	0,29	0,21	0,44	0,03	0,04	0,16	0,23	0,03	1,09

* Для вычисления типовых средних использованы анализы апатита из следующих работ: [Богатиков, 1968; Васильева, 1968; Глаголев, 1968; Дмитриев, 1968; Егин, Кичигин, Крук, 1975; Иванова, 1968; Корчагин, 1968; Кашкай, Махмудов, 1968; Маршинцев, 1975; Пожарицкая, Самойлов, 1972; Плошко, Неговелов, 1968; Сомина, 1975; Соболев С. Ф., 1968; Тунгусов, 1976; Фролов, 1968; Царовский, 1968; Штейнберг, 1968].

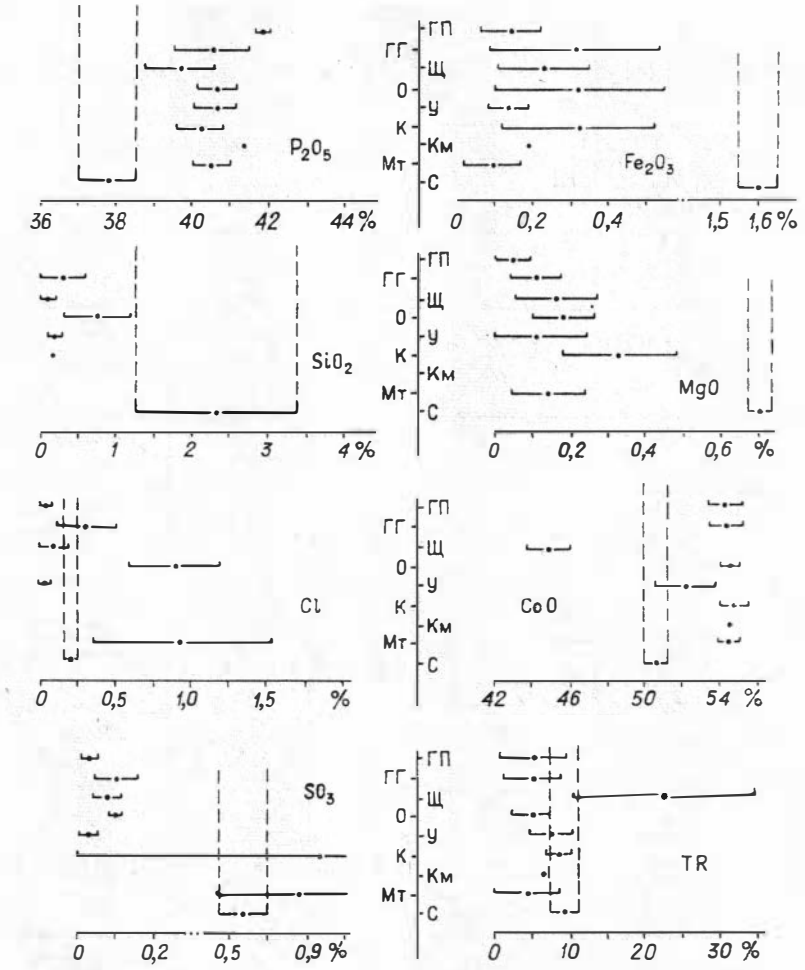


Рис. 6.4. Распределение доверительных интервалов средних значений содержаний типоморфно информативных окислов в апатитах из разных петрографо-генетических породных групп.

Здесь и далее: ГП — гранитные пегматиты; ГГ — гранитные гидротермы; Г — гранитоиды; Щ — щелочные; О — основные; У — щелочно-ультраосновные породы; К — карбонатиты; Кф — камафориты, Км — кимберлиты; Мт — метаморфиты; Мс — метасоматиты Алдана; С — селигдарские апатиты.

По данным З. В. Васильевой [1968], в апатите возможно замещение $P^{5+}Ca^{2+} \leftarrow S^{6+} + Na^{1+}$, происходящее одновременно с замещением $P^{5+}O^{2-} \leftarrow Si^{4+}(OH)^{1-}$. Широкая реализация этих процессов может привести к образованию разностей апатита, содержащих до 20% SO_3 и до 17% SiO_2 (эллестадит). При этом сульфатные разности более растворимы и сохраняются лишь в ядрах хлорапатитов, образующих параморфозы по сульфатапатитам. Таким образом, первый вариант объяснения особенностей распределения SiO_2 в селигдарских апатитах состоит в предположении, что они относятся к сульфатапатитам с широко проявленным замещением P_2O_5 на SiO_2 и сульфатапатита на обычный апатит, в результате чего химические анализы, использующие относительно большие объемы минерала, отмечают эффект, а микрозондовые, в силу случайного непопадания в зоны сульфатапатита, его не отмечают. Второй и третий варианты интерпретации избытка кремнекислоты учитывают возможность механической примеси кварца или другого минерала, содержащего SiO_2. Проверка этих интерпретаций может быть осуществлена путем изучения корреляционных матриц химических и рентгеноспектральных анализов и выделения кор-

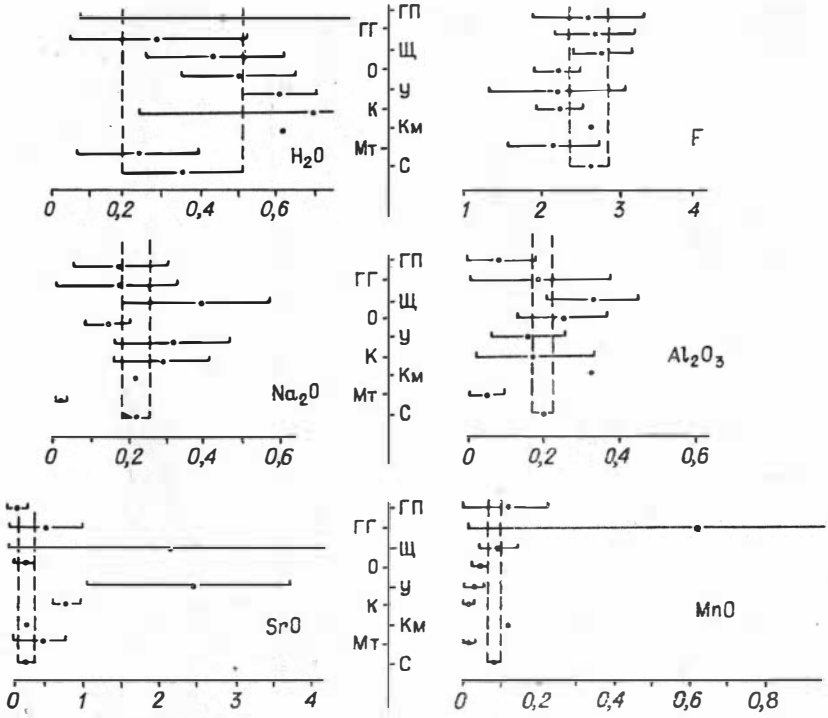


Рис. 6.5. Распределение доверительных интервалов средних значений содержаний типоморфно неинформативных окислов в апатитах из разных петрографо-генетических породных групп.

реляционных комплексов на дендрограммах иерархии корреляционных связей [Крамбейн, Кауфмен, Мак-Кеммон, 1973].

Анализ этих данных (см. табл. 6.8, 6.10, рис. 6.6 и 6.7) приводит к однозначным выводам о том, что: а) в апатитах Селигдара (рис. 6.6) действительно имеет место параллельное движение кремния и серы по вышеприведенной схеме с тем лишь исключением, что кремний сопровождается не комплексом $(OH)^-$, а Cl^- (при этом из апатита вытесняются F, MnO, SrO) и б) замещения вскрываются по рентгеноспектральным анализам, и, следовательно, химические анализы отмечают структурную форму кремнекислоты в апатите. Характер этой механической примеси выясняется из корреляционной дендрограммы рис. 6.7. Это не кварц. Если бы это была просто примесь кварца, то следовало ожидать наличия только отрицательных корреляций кремнекислоты со всеми другими компонентами апатита. Но это не так. На рис. 6.7 отчетливо проявлен единый корреляционный комплекс $FeO—Na_2O—SiO_2—MnO—MgO$, ассоциирующий с комплексом $Al_2O_3—Fe_2O_3$. Этим комплексам антагонистичен главный корреляционный комплекс апатита $CaO—P_2O_5$. Все это свидетельствует в пользу того, что избыток Fe, Mg и Si в селигдарских апатитах возник в результате одной причины — механической примеси железо-магнезиального силиката. Соотношение избыточных против средних для эталонов количеств SiO_2, Fe_2O_3 и MgO в процентах от суммы их в апатите составляет соответственно 2,8; 1,2 и 0,4. В атомных относительных от суммы избытка процентах это будет 67, 20 и 13, что весьма близко к соотношению MgO и SiO_2 в нормативном энстатите (60% SiO_2 и 40% MgO). Учитывая точность расчета, эти соотношения можно считать неотличимыми.

Таким образом, третий, наиболее вероятный, вариант интерпретации избыточных содержаний состоит в предположении, что апатит кристаллизовался совместно с железо-магнезиальным силикатом в виде квазиэв-

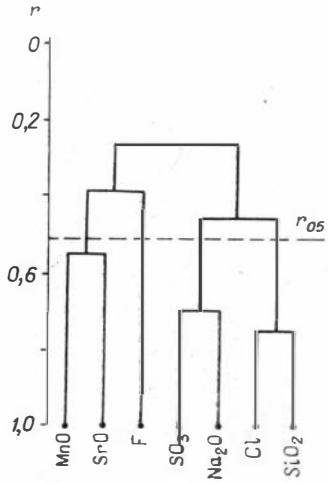


Рис. 6.6. Корреляционные комплексы минералообразующих компонентов в апатитах Селигдара по данным рентгеноспектрального микроанализа.

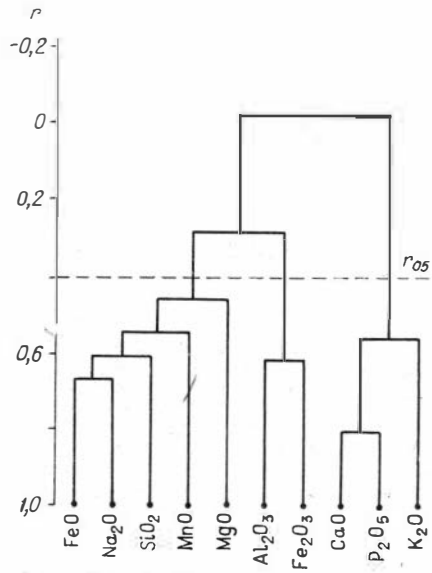


Рис. 6.7. Корреляционные комплексы минералообразующих окислов в апатитах Селигдара по данным химических анализов.

тектоидной смеси, образовавшей псевдоморфно апатитовые морфологические индивидуумы. Разная устойчивость апатита и железо-магнезиального силиката к процессам постмагматического метасоматоза привела к тому, что в настоящее время в кристаллах апатита присутствуют лишь продукты разложения железо-магнезиального силиката — кварц и гематит. Распределение последнего и обусловило розовую до сургучной окраску апатита. Судя по большому количеству трубчатых включений гематита в апатите, вростки железо-магнезиального силиката имели шестоватую высокотемпературную форму. Предложенный вариант интерпретации избыточного количества окислов настолько достоверен (баланс избыточных количеств и корреляционные комплексы окислов представляются нам вполне убедительными доказательствами), что мы рассматриваем его как типоморфную особенность селигдарского апатита, подтверждающую высказанную нами генетическую гипотезу об образовании селигдарского апатита из магматического щелочно-ультраосновного расплава.

Информативность обсуждаемых окислов для целей классификации эталонных групп невелика: $I_F P_2O_5 = 0{,}2$ (значимое уменьшение среднего содержания в апатитах из гранитных пегматитов), $I_F SiO_2 = 0{,}2$ (наличие разницы между средними для апатитов из щелочных и основных пород), $I_F Fe_2O_3 = 0$ и $I_F MgO = 0{,}1$. Для средних значений MgO в интрузивных породах намечается непрерывный ряд увеличивающихся содержаний MgO в апатитах от гранитных пегматитов к карбонатитам, завершающийся средним для апатитов Селигдара. Однако о реальном существовании такого ряда можно будет говорить после уточнения средних для апатитов из кимберлитов и ультраосновно-щелочных пород.

По содержанию SO_3 селигдарские апатиты отличаются в бо́льшую сторону от большинства эталонов и сопоставимы с апатитами карбонатитов и метаморфитов. Средние содержания SiO_2 и SO_3 (по данным микрозонда) в селигдарских апатитах неразличимы.

Весьма показательно положение средних значений CaO и TR_2O_3 в рядах эталонных средних — промежуточное между основными и щелочными ультраосновными группами. Вполне достоверно это устанавливается для CaO и менее достоверно, допуская другие интерпретации, для TR. Генети-

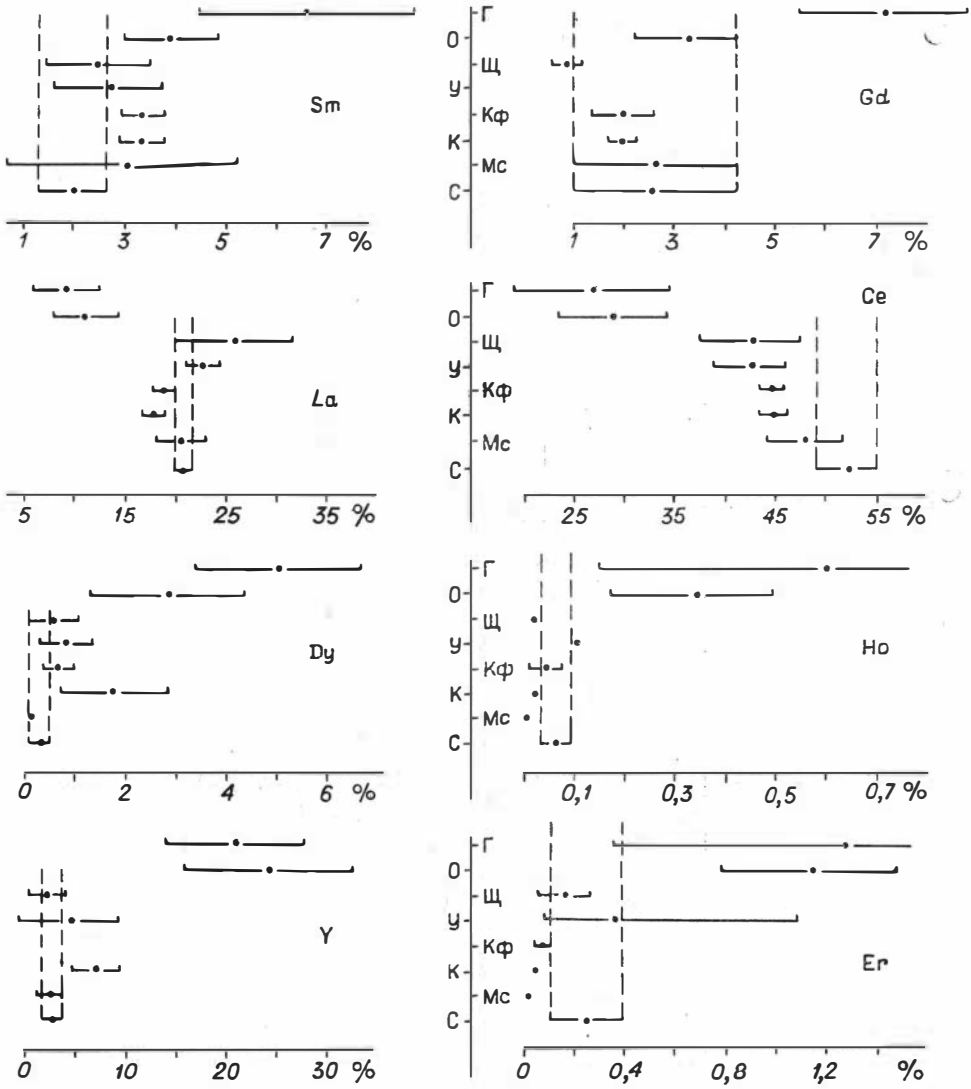


Рис. 6.8. Распределение доверительных интервалов средних значений относительных содержаний типоморфно информативных редкоземельных элементов в апатитах из разных петрографо-генетических породных групп.

ческие гипотезы о принадлежности селигдарских апатитов к гранитному, карбонатитовому типам не отвергаются по содержанию Cl, SO_3, но при $I_K < 0{,}7$ весьма вероятны и другие аналогии: щелочные породы — для ряда средних содержаний Cl и метаморфогенные — для ряда содержаний SO_3.

Группа типоморфно неинформативных минералообразующих элементов и окислов (см. рис. 6.5) имеет ту общую особенность, что селигдарские апатиты сопоставимы по этим окислам с большинством эталонных средних (их I_K близко к 0) и, следовательно, не могут быть однозначно идентифицированы. Возможно, некоторым исключением явится содержание MnO — неотличимое от содержаний в щелочных и гранитных апатитах. Но неучитываемое в расчете I_F и I_K среднее (по двум определениям) содержание MnO в апатитах кимберлитов не позволяет говорить о принятии щелочно-гранитоидной гипотезы. Здесь необходимы дополнительные данные.

Таблица 6.12

Статистики распределений относительной (в % ΣTR) распространенности редкоземельных элементов в апатитах разных типов *

Состав вмещающих пород (генетические типы апатитов)	Статистики	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y
Гранитные пегматиты (n=21)	$\overline{X}$	9,13	26,7	4,7	16,9	6,7	0,11	7,3	0,7	5,1	0,6	1,26	Не опр.	0,96	Не опр.	21,7
	S	6,73	17,7	2,4	12,9	4,8	0,29	3,7	1,5	3,8	1,0	2,00		1,34		16,0
	$t_{05}S_{\overline{X}}$	3,05	8,03	1,09	5,9	2,2	0,13	1,7	0,7	1,7	0,45	0,91		0,61		7,3
Основные породы (n=18)	$\overline{X}$	10,8	29,3	7,1	19,9	4,0	0,7	3,3	0,4	2,9	0,3	1,1	0,06	0,65	0,08	24,61
	S	5,94	11,4	5,2	3,6	2,0	1,3	2,0	0,4	3,3	0,3	0,7	0,11	0,59	0,06	16,93
	$t_{05}S_{\overline{X}}$	2,90	5,7	2,6	1,8	1,0	0,7	1,0	0,2	1,6	0,2	0,4	0,05	0,29	0,03	8,38
Щелочные породы (n=13)	$\overline{X}$	25,8	43,0	6,5	17,5	2,5	0,28	0,86	0,58	0,65	Сл.	0,17	Сл.	Сл.	Нет	1,73
	S	10,3	8,7	2,3	6,0	1,9	0,25	0,52	1,83	0,86	»	0,16	»	»	»	2,58
	$t_{05}S_{\overline{X}}$	6,2	5,2	1,4	3,6	1,1	0,15	0,31	1,10	0,52	»	0,10	»	»	»	1,55
Ультраосновные породы (n=13)	$\overline{X}$	23,3	43,0	5,5	17,1	2,8	2,76		Сл.	0,8	0,1	0,36	0,16		0,12	4,0
	S	2,8	6,5	1,7	3,8	1,8	1,68		»	1,0	0	1,05	0,13		0,21	3,6
	$t_{05}S_{\overline{X}}$	1,7	3,9	1,0	2,3	1,1	0,9		»	0,6	0	0,63	0,09		0,13	5,0
Карбонат-магнетит-форстеритовые породы (камафориты) (n=20)	$\overline{X}$	19,2	45,0	5,1	22,0	3,4	1,2	2,0	0,4	0,7	0,04	0,2	Сл.	0,1	Нет	Не опр.
	S	2,3	2,5	1,6	2,4	0,8	0,9	1,3	0,9	0,7	0,07	0,3	»	0,1	»	»
	$t_{05}S_{\overline{X}}$	1,14	1,23	0,8	1,2	5,6	0,44	0,64	0,4	0,3	0,03	0,15	»	0,05	»	»
Карбонатиты (n=36)	$\overline{X}$	17,9	44,6	6,0	19,3	3,4	0,6	2,0	0,18	1,8	Сл.	0,62	Не опр.	0,39	Не опр.	7,0
	S	2,4	4,0	1,4	1,0	1,6	0,4	0,66	0,10	3,2	»	0,59	»	0,27	»	2,8
	$t_{05}S_{\overline{X}}$	0,8	1,4	0,5	0,3	0,5	0,1	0,22	0,03	1,1	»	0,20	»	0,09	»	2,0
Метасоматиты Алдана (n=12)	$\overline{X}$	20,4	48,1	Не опр.	18,6	3,1	0,16	2,7	Сл.	Сл.	Нет	Сл.	Сл.	0,26	Сл.	2,0
	S	4,5	5,4	»	5,2	3,8	0,28	2,5	»	»	»	»	»	0,42	»	1,3
	$t_{05}S_{\overline{X}}$	2,8	3,4	»	3,3	2,4	0,18	1,6	»	»	»	»	»	0,26	»	0,8
Кимберлиты (n=2)	$\overline{X}$	10,9	50,7	2,7	18,0	5,3	0,8	4,2	0,05	0,2	Нет	3,7	Нет	0,05	3,2	Нет

	S	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	$t_{05}S_{\overline{X}}$	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Руды Селигдара (n=17)	$\overline{X}$	20,9	51,7	5,6	18,3	2,0	0,4	2,6	0,08	0,25	0,06	3,7	0,23	0,05	3,2	0,07	2,5
	S	1,3	4,9	0,3	2,4	1,1	0,3	2,5	0,10	0,19	0,05	3,7	0,40	0,05	3,2	0,18	1,5
	$t_{05}S_{\overline{X}}$	0,8	3,0	0,2	1,5	0,7	0,2	1,5	0,06	0,19	0,05	0,24	0,40	0,20	0,11	0,11	0,9

* Для вычисления типовых средних использованы анализы апатита в следующих работ: [Андреева, 1968; Балтов, Исаитова, 1968; Бородин, Лапин, Харченков, 1973; Васильева, 1968; Дудкин, 1977; Ипатьева, 1975; Капустин, 1966; Москвитина, Смирнов, 1977; Портнов, Гетеев, 1969; Смирнов Ф. Л., 1977; Соболев С. Ф., 1968; Энтин, 1966].

Относительное распределение редких земель

Для селигдарских апатитов статистики относительного распределения редких земель вычислялись на основе анализов, заимствованных из работ Ф. Л. Смирнова [1976], А. Р. Энтина и Г. А. Тунгусова (1976 г.). Ссылки на источники, характеризующие распределение редких земель в апатитах разных генетических типов, приведены в табл. 6.12. Как и в распределении основных минералообразующих элементов апатита, в относительном распределении редких земель выделяются типоморфно информативные и типоморфно неинформативные признаки.

На рис. 6.8 отчетливо проявлено разделение эталонных средних на две группы (правда, для разных элементов с разной достоверностью): группу апатитов из пород известково-щелочного ряда и группу апатитов из пород щелочно-ультраосновного ряда. В первой группе высоки относительные содержания Sm, Gd, Dy, Ho, Y, Er, во второй — в относительно больших количествах содержится La, Ce. Важной типоморфной особенностью апатитов Селигдара является их принадлежность во всех случаях селективного распределения редкоземельных элементов к группе апатитов из формаций, связанных с щелочно-ультраосновными породами. Во всех восьми случаях гипотезы о равенстве средних относительных содержаний редкоземельных элементов в апатитах Селигдара и апатитах из основных пород и гранитоидов отвергаются.

Неинформативные редкоземельные элементы (рис. 6.9) характеризуются низкими значениями $I_{F(X)}$ и $I_{K(X)}$ и не позволяют дать однозначную формационную идентификацию селигдарских апатитов. Отметим, что гипотеза о равенстве относительных содержаний Eu в апатитах Селигдара и гранитах отвергается. В гранитах Eu содержится в относительно меньших количествах.

Распределение редких элементов

Содержание в апатитах редких элементов изучено на основании данных спектральных анализов по образцам авторов (Алдан) и коллекции апатитов из музея ИГиГ СО АН СССР, которая была любезно предоставлена авторам М. М. Федосеевой. Она включала восемь образцов из Хибин, два ковдорских апатита и еще шесть образцов апатитов с других месторождений Кольского полуострова. Карбонатиты Восточной Сибири представляли те же семь образцов (коллекция Н. М. Подгорных), описанные нами при изучении микрокристаллич-

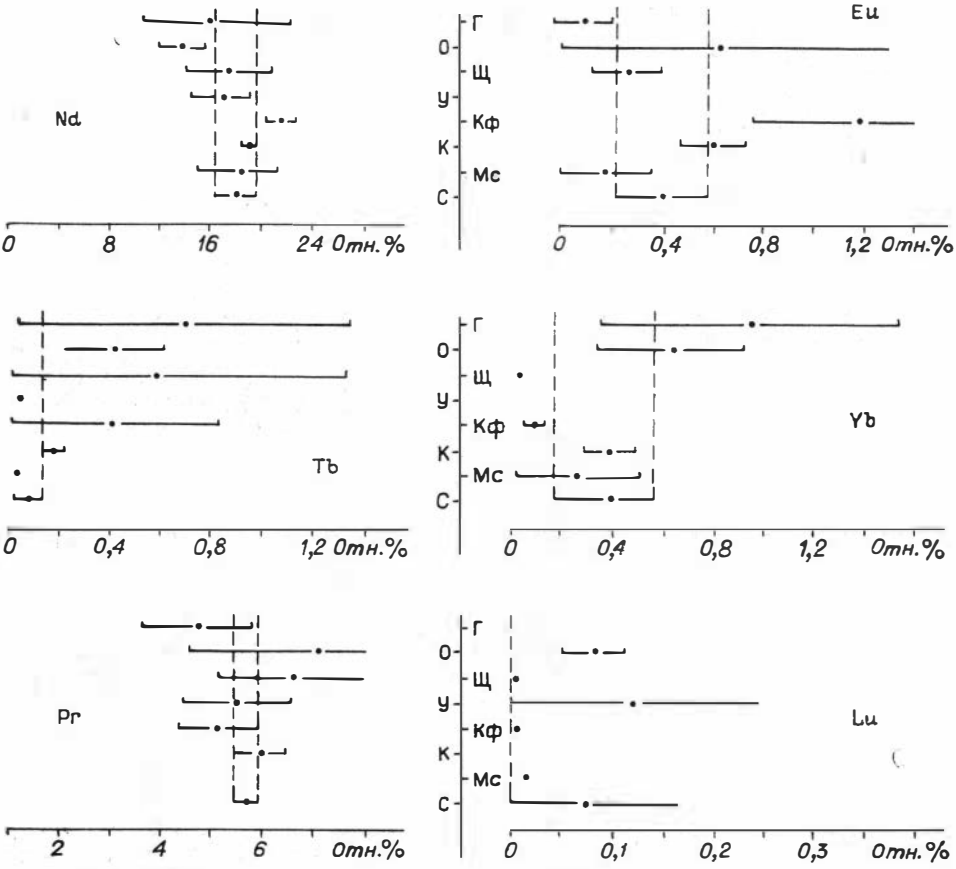


Рис. 6.9. Распределение доверительных интервалов средних значений относительных содержаний типоморфно неинформативных редкоземельных элементов в апатитах из разных петрографо-генетических породных групп.

ности апатита. Алданские апатиты представлены 22 образцами Селигдарского месторождения, пятью образцами месторождения Эмельджак и одним образцом из месторождения Таежного. Недостаточное количество образцов и невысокая точность спектральных анализов вынуждает объединить все апатиты месторождений Европейского Севера СССР в одну группу.

Формационно-информативными (относительно) оказались лишь распределения Pb и V (табл. 6.13, рис. 6.10). Свинца в селигдарских апатитах значительно больше, нежели в эталонных группах метаморфических, карбонатитовых и ультраосновно-щелочных апатитов, и столько же, сколько в метасоматитах Алдана. Повышенное содержание свинца, возможно, объясняется примесью радиогенного свинца, что при высоком содержании тория в апатитах и солидном (докембрийском) возрасте (близком к возрасту флогопит-магнетитовых метасоматитов Алдана) вполне вероятно. Если это так, то содержание обычного (нерадиогенного) свинца в апатитах (среднее по всем эталонам, кроме алданских апатитов) составит 0,006 $\pm$ $\pm$ 0,001%, а радиогенного — $1{,}1 \cdot 10^{-2}$%. Эти цифры могут найти применение при вычислении возраста апатита Селигдарского месторождения. По содержанию V селигдарские апатиты сопоставимы с апатитами карбонатитов и щелочных пород. Отвергаются гипотезы о сходстве средних содержаний в апатитах Селигдара и щелочных породах по никелю и в апатитах Селигдара и метасоматитах по хрому. В остальных случаях различия не устанавливаются.

Количественная характеристика информативности элементов и окислов апатита

Всего проверено 10 гипотез по 196 средним значениям эталонных групп. Если все химические признаки (36 штук) ранжировать по величине $I_{F(X)}$, то получится ряд, представленный в табл. 6.14. Можно выделить три группы: I — с I_F от 0,47 до 0,30; II — с I_F от 0,24 до 0,20 и III — с $I_F < 0{,}17$. Наиболее информативна I группа, а в ней Y, Ce, CaO, так как эти элементы при высокой классификации информативности обладают и высокой эффективностью при формационной идентификации. Относительное распределение вероятностей принятия гипотез в целом по всем элементам I группы показывает, что наиболее вероятными аналогами химического состава селигдарского апатита являются апатиты ультраосновно-щелочных, щелочных пород и алданских метасоматитов. Гранитоидная и карбонатитовая гипотезы не подтвердились ни для одного из семи химических признаков I информационной группы. Щелочно-ультраосновная и метасоматическая гипотезы, напротив, в полном объеме или порознь принимаются по любому из элементов I группы. В этом проявляется высокая информативность химических признаков с $I_F > 0{,}3$ и $I_K > 0{,}3$. Любые два признака дают ту же информацию, что и вся группа в целом. В групповой оценке относительных вероятностей принятия гипотез примечательно резкое падение до нуля вероятностей принятия остальных гипотез, кроме первых трех.

В остальных информационных группах элементов и окислов падение информационной эффективности выражается в выравнивании относительной вероятности принятия всех гипотез во II и еще более в III информационных группах, что приводит к полной неопределенности, поскольку

Таблица 6.13

Статистики распределений редких элементов ($n \cdot 10^{-3}\%$) в апатитах из разных групп (приближенно-количественный спектральный анализ, спектральная лаборатория ИГиГ СО АН СССР)

Состав вмещающих пород	Статистики	Pb	Ti	Ga	Cr	Ni	V	Cu	Ag	Sn
Щелочные (n=4)	$\overline{X}$	6	25	—	0,8	0,1	2,0	2	—	2,6
	S	2	17	—	1,4	0,1	3,0	1	—	4,9
	$t_{05}S_{\overline{X}}$	2,8	24	—	1,9	0,2	4,2	1	—	6,8
Ультраосновные—щелочные (n=14)	$\overline{X}$	4,5	28	—	1,1	5,4	0,6	1,9	0,2	1,4
	S	7,6	22	—	2,5	18,5	0,7	1,8	0,2	1,1
	$t_{05}S_{\overline{X}}$	4,3	12	—	1,4	10,5	0,4	1,0	0,1	0,6
Карбонатиты В. Сибири (n=7)	$\overline{X}$	4	70	—	0,7	1,0	1,0	14	0,2	2,0
	S	4	30	—	0,4	1,0	1,0	23	0,1	3,0
	$t_{05}S_{\overline{X}}$	4	30	—	0,4	1,0	1,0	32	0,1	3,0
Метасоматиты Алдана (n=6)	$\overline{X}$	23	15	0,1	0,2	0,4	0,1	5,0	0,3	2
	S	21	8	0	0,1	0,4	0,1	3,0	0,2	1
	$t_{05}S_{\overline{X}}$	21	8	0	0,1	0,4	0,1	3,0	0,2	1
Метаморфогенные (слюдянка) (n=8)	$\overline{X}$	7	17	—	1,5	0,8	0,3	1,2	0,3	2
	S	2	14	—	2,1	0,4	0,3	0,9	0,3	2
	$t_{05}S_{\overline{X}}$	1,6	11	—	1,7	0,3	0,2	0,7	0,2	1,6
Селигдарские карбонатные метасоматиты (n=21)	$\overline{X}$	17	21	0,08	0,8	0,4	2,1	1,8	0,2	1,0
	S	15,5	19	0,07	1,0	0,4	2,1	1,6	0,2	1,2
	$t_{05}S_{\overline{X}}$	6,82	8,4	0,03	0,44	0,2	0,9	0,7	0,1	0,5

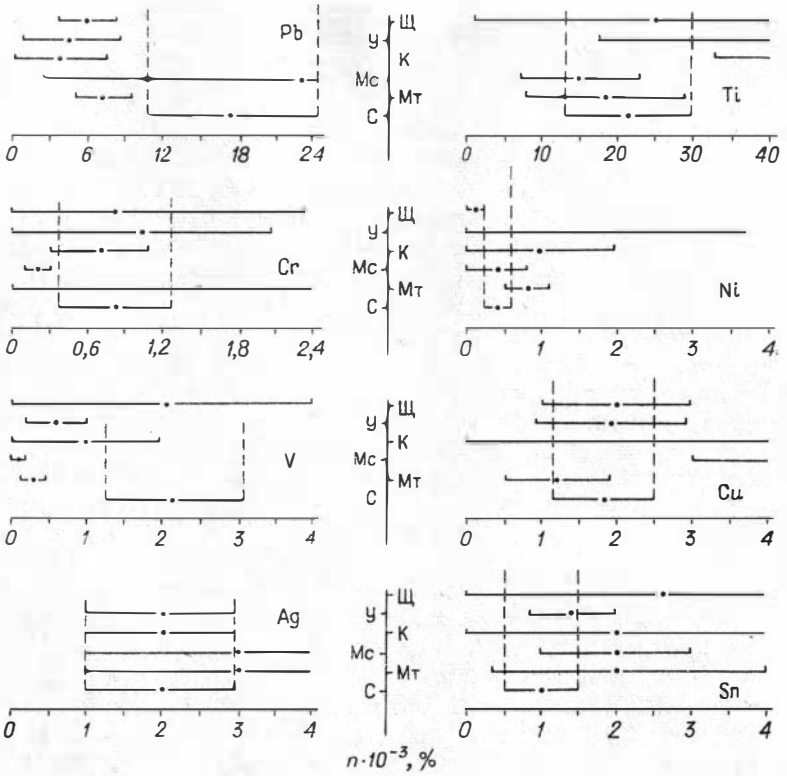


Рис. 6.10. Распределение доверительных интервалов средних значений содержаний редких элементов в апатитах из разных петрографо-генетических породных групп.

равновероятными становятся формационные полярные гипотезы (например, апатиты из гранитов и ультраосновных пород с равной вероятностью могут служить аналогами селигдарских апатитов). Распределение относительных вероятностей принятия предложенных гипотез, вычисленное по всем элементам, наиболее вероятными позволяет считать щелочную, ультраосновную и метасоматическую гипотезы.

Обобщая приведенный в § 2 материал, сформулируем основные выводы.

1. Химический состав апатита может использоваться для формационной идентификации апатитовых месторождений. Применение информационных показателей классификационной ($I_{F(X)}$) и идентификационной информативности ($I_{K(X)}$) позволило выделить наиболее эффективные типоморфные элементы: Ho (?), Y, Ce, La, CaO, Er, Dy.

2. Проверка гипотез об аналогии состава селигдарских апатитов с апатитами из гранитных пегматитов, гранитных гидротермально-метасоматических образований, пород щелочного ряда, основных, ультраосновно-щелочных пород, камафоритов, метаморфитов и алданских метасоматических магнетит-флогопитовых месторождений однозначно и с высокой вероятностью выделила апатиты щелочных, ультраосновно-щелочных и метасоматических пород в качестве аналогов селигдарских апатитов и отвергла гипотезы о сходстве с другими изученными типами как несостоятельные.

3. Показано, что лишь признаки с $I_F > 0{,}3$ несут достоверную классификационную информацию. Признаки с $I_K \approx 1$ (предельными значениями) также весьма эффективны для целей типоморфизма. Таковыми оказались, в частности, минералообразующие окислы P, Si, Mg, Fe. Полу-

Таблица 6.14

Результаты проверок различий средних значений содержаний элементов в апатите Селигдара и формационных эталонах*

Группа информативности	Признаки	I_F	I_K	Гипотеза**										Относительная вероятность гипотез для группы***
				ГП	ГГ	Г	Щ	О	У	Кф	К	Мт	Мс	
I	Ho	0,47	0,6			—	+(?)	—	—	=	+?		+?	У 0,8
	Y	0,47	0,3			—	=	—	=		—		=	Мс 0,7
														Щ 0,6
	Ce	0,33	0,6			+	+	+		+	+		=	Кф 0,4
	La	0,33	0,4			+	=	+	=	+	+		=	Г 0,0
	CaO	0,30	0,6	—	—		+	—	=		—	—		О 0,0
	Er	0,30	0,5			—	=	—	=	+	+		+	К 0,0
	Dy	0,30	0,3			—	=	—	=	=	—		=	Мт 0,0
II	Cl	0,24	0,4	+	=		=	—	+		+	—		МС 1,0
	SO_3	0,23	0,5	+	+		+	+	+		=	=		Щ 0,8
	SrO	0,23	0,2	=	=		=	=	—		—			Мт 0,8
	Eu	0,23	0,2			+	=	=		—	=	=	=	К 0,7
	TR	0,23	0,1	=	=		=	+	=		=	=		Г 0,6
	Gd	0,23	0,1			—	=	=		=	=		=	У 0,5
	Yb	0,20	0,2			=	—	=		—	=		=	Кф 0,5
	Nd	0,20	0,1			=	=	+	=	+	=		=	О 0,5
	Ti	0,20	0,1				=		=		—	=	=	
III	Tb	0,17	0,2			=	=	—	=	=	—		=	Щ 0,9
	Cu	0,15	0,2				=		=		=	=	—	Г 0,9
	Sm	0,13	0,4			—	=	—	=	—	—		=	У 0,8
	Al_2O_3	0,10	0,1	=	=		=	=	=		=	+		Кф 0,8
	Lu	0,10	0,0				=	=		=			=	К 0,7
	MnO	0,07	0,4	=	=		=	+	+		+	+		О 0,7
	H_2O	0,07	0,1	=	=		=	=	=		=	=		Мт 0,6
	Ni	0,05	0,1				+		=		=	=	=	Мс 0,6
	Na_2O	0,01	0,1	=	=		=	=	=		=			
	Pb	0,0	0,4				+		+		+	+	=	
	V	0,0	0,3				=		+		=	+	+	
	Cr	0,0	0,0				=		=		=	=	+	
	F	0,0	0,0	=	=		=	=	=		=			
	Pr	0,0	0,0				=	=	=	=	=			
	Sn	0,0	0,0				=		=		=	=	=	
	Ag	0,0	0,0				=		=		=	=	=	
IV	P_2O_5	0,2	0,7	—	—		—	—	—		—	—		Аналогов нет
	SiO_2	0,2	0,7		+		+	+	+		+			
	MgO	0,1	0,7	+	+		+	+	+		+	+		
	Fe_2O_3	0,0	0,7	+	+		+	+	+		+	+		
	Относительные вероятности сравнений для отдельных гипотез по всем признакам	+				0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	
		—				0,2	0,0	0,3	0,1	0,2	0,2	0,1	0,0	
		=		Щ 0,8 Мс0,8 У 0,8 К 0,6 Г 0,6 Мт0,6Кф0,5О0,5										

* Результаты сравнения селигдарских апатитов с эталонными обозначены: (+) — Селигдар больше эталона; (—) — Селигдар меньше эталона; (=) — различия незначимы.

** — Обозначения гипотез см. на рис. 6.4.

*** — Относительная вероятность вычислена из соотношения $P=\frac{n_j}{n_{max}} n_i$, где n_j — частота данного знака; n_{max} — максимальное число проверок одной гипотезы; n_i — число проверок данной гипотезы.

ченная по ним информация позволила сделать весьма достоверное предположение об одновременной кристаллизации апатита и магнезиально-железистого силиката, что хорошо согласуется с общими выводами о геохимических аналогах селигдарского апатита.

4. Все это позволяет считать гипотезу о происхождении апатита из магматического расплава ультраосновно-щелочного состава, высказанную нами на основании изучения петрохимии пород рудного тела, подтвердившейся и геохимией апатита.

5. Наконец, отметим и другой, незапланированный, но тем не менее весьма интересный вывод о геохимической аналогии метасоматических апатитов Алдана с апатитами ультраосновно-щелочных типов. Вполне вероятно, что этот вывод может иметь серьезные петрологические последствия и, в частности, дать ключ к пониманию флогопитовой и магнетитовой специализации алданских метасоматических месторождений.

Глава 7

РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ГЛАВНЫХ КОМПЛЕКСАХ ПОРОД РУДНОГО ТЕЛА

Геохимическая аргументация генетической гипотезы Селигдарского месторождения кроме традиционной задачи о сравнении между собой слагающих рудное тело комплексов пород предполагает и решение классификационной задачи — сопоставление изучаемых пород с известными формационными типами.

1. ГЕОХИМИЧЕСКИЙ ТИПОМОРФИЗМ КАРБОНАТНОГО И ХЛОРИТОВОГО КОМПЛЕКСОВ*

Отбор образцов происходил не для всех определений одинаково. Серебро и пятиокись фосфора определялись из навесок, полученных путем многократного квартования двухметровых интервалов керна. Содержание серебра оценивалось пробирным, а пятиокиси фосфора — химическим анализом. Остальные элементы определялись количественным спектральным анализом из 2—3 образцов, представляющих типичные петрографические разности пород интервала. Сопоставления производились между единичными оценками серебра, пятиокиси фосфора и средними для интервала опробования значениями концентраций других элементов.

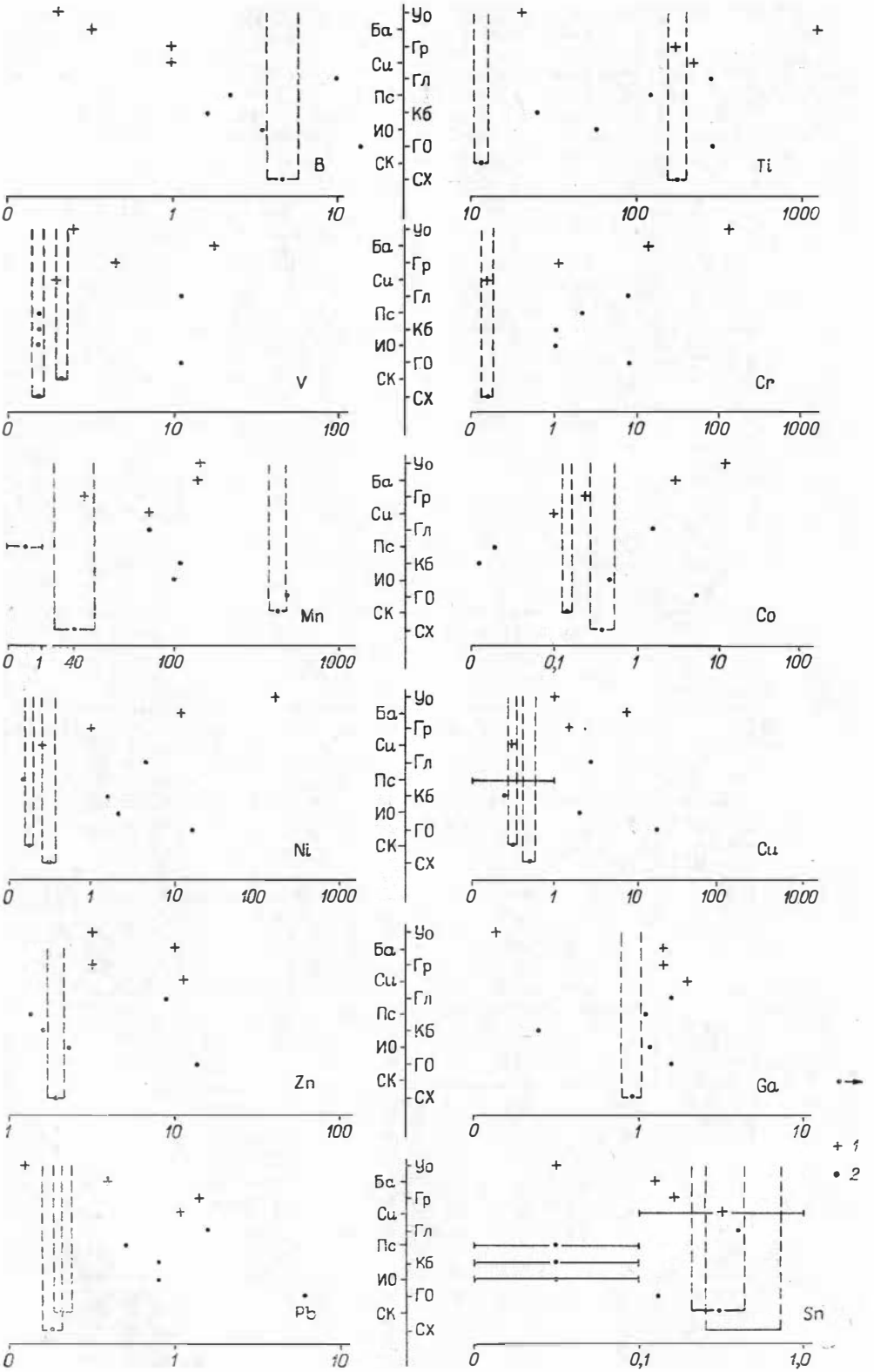
Трудности выбора эталонных формаций еще более значительны, нежели в задачах о геохимическом типоморфизме апатита, так как в данном случае необходимо учитывать вероятность нахождения генотипов и среди осадочных формаций, потому что все исследователи до сих пор приписывали осадочно-метаморфический генезис зеленокаменному комплексу, а часть геологов и карбонатные породы Селигдара считает осадочными. Создание геохимических эталонов различных формационных типов магматических, рудных и седиментационных формаций — дело будущего и по своему значению и трудоемкости на несколько порядков выше проверки гипотез об аналогиях с комплексами пород Селигдара. Среди готовых эталонов с определенной долей абстрагирования можно использовать средние содержания элементов в типах пород по К. Таркяну и К. Ведеполю [Краткий справочник..., 1970], хотя среди охарактеризованных этими авторами типов отсутствуют щелочно-основные и щелочно-ультраосновные формации. Кроме того, эталонные средние не охарактеризованы доверительными интервалами, что весьма затрудняет технику сравнения. Последнее обстоятельство вынудило ввести иные, нежели в гл. 6, критерии

* В хлоритовый комплекс объединены все хлорит-фенгитсодержащие породные группы.

Таблица 7.1

Статистики распределений и корреляционные матрицы малых элементов в породах рудного комплекса (n=161)

Элемент, окисел	P_2O_5, вес. %	Ti, $n\cdot10^{-3}$%	V, $n\cdot10^{-3}$%	Mn, %	Co, $n\cdot10^{-3}$%	Ni, $n\cdot10^{-3}$%	Cu, $n\cdot10^{-3}$%	Y, $n\cdot10^{-3}$%	Sn, $n\cdot10^{-3}$%	La, $n\cdot10^{-1}$%	Ce, $n\cdot10^{-1}$%	Pb, $n\cdot10^{-3}$%	Ag, $n\cdot10$ г/т	$\overline{X}$	S
P_2O_5	—	0,02	0,02	—0,30	—0,09	0,26	0,14	0,01	—0,01	0,24	0,26	0,20	—0,10	4,72	3,32
Ti	—0,09	—	—0,07	—0,26	0,65	0,46	0,17	—0,21	0,13	—0,17	—0,03	0,28	—0,14	13,30	24,84
V	0,07	—0,15	—	0,45	0,08	0,05	0,04	0,07	0,00	0,23	0,29	0,21	0,12	3,34	1,86
Mn	—0,21	—0,20	0,50	—	—0,10	—0,27	—0,16	0,08	—0,10	0,12	0,06	—0,14	—0,01	0,62	0,28
Co	—0,24	0,64	0,06	0,00	—	0,38	0,01	—0,21	0,01	—0,02	0,08	0,41	—0,03	0,17	0,23
Ni	0,18	0,44	0,01	—0,21	0,32	—	0,28	—0,25	0,26	—0,18	0,04	0,31	—0,13	0,28	0,24
Cu	0,19	0,10	—0,00	—0,14	—0,04	0,32	—	—0,18	0,39	—0,04	0,17	0,13	—0,06	0,53	0,34
Y	0,12	—0,12	0,15	0,04	—0,19	—0,24	—0,19	—	—0,06	0,25	0,17	—0,10	0,15	2,85	1,02
Sn	0,02	0,15	—0,03	—0,13	0,04	0,34	0,42	—0,14	—	—0,07	—0,00	0,08	0,08	0,48	1,03
La	0,25	—0,15	0,31	0,12	—0,01	—0,20	0,01	0,33	—0,07	—	0,58	0,10	0,04	0,46	0,22
Ce	0,34	—0,03	0,30	0,11	0,07	0,06	0,22	0,29	0,03	0,61	—	0,13	—0,16	0,55	0,24
Pb	0,11	0,21	0,27	—0,06	0,38	0,26	0,14	—0,08	0,09	0,11	0,11	—	—0,00	0,32	0,42
Ag	—0,13	—0,18	0,17	0,02	0,05	—0,11	—0,10	0,10	0,06	—0,06	—0,12	0,04	—	2,70	2,17
$\overline{X}$	4,72	13,27	3,34	0,62	0,17	0,28	0,53	2,84	0,48	0,46	0,55	0,32	2,70		
S	3,40	24,56	1,97	0,29	0,23	0,25	0,34	0,99	1,00	0,23	0,25	0,41	2,22		
V	72,0	185,1	59,0	46,8	135,3	89,3	64,2	34,9	208,3	50,0	45,4	128,1	82,2		


B
Ti
V
Cr
Mn
Co
Ni
Cu
Zn
Ga
Pb
Sn
Уо
Ба
Гр
Си
Гл
Пс
Кб
ИО
ГО
СК
СХ
+ 1
• 2

принятия проверяемых гипотез. Учитывая, что кларковые содержания рассчитываются по большому числу наблюдений для однородных групп, принимаем, что их ошибки не превышают точности наблюдений. Последняя в любых случаях для сколь угодно малых концентраций не может быть меньше 5%. Однако в целях упрощения техники сравнения удобнее принять, что сравниваемое среднее значение отличается от кларкового, если доверительный интервал этого среднего не включает кларковое значение. В этом случае вероятность устанавливаемых аналогий будет несколько выше 95%, что может частично уменьшить число возможных прототипов за счет выделения лишь наиболее вероятных.

Сравнение средних содержаний элементов в эталонных группах (рис. 7.1) позволяет заключить, что классификация эталонных групп по рассматриваемому набору элементов может быть проведена успешнее для магматических формаций, нежели для хемогенно-седиментационных. Наибольшей классификационной информативностью для магматических пород из всех рассмотренных эталонов обладают Cr, Co, Ni, Pb и Sn. Эти средние образуют ряды последовательно изменяющихся значений.

Результаты сравнения средних содержаний малых элементов в породах селигдарского рудного тела (табл. 7.1 и 7.2), показанные на рис. 7.1, приведены в табл. 7.3. Суммарные по всем элементам вероятности геохимической аналогии карбонатного комплекса с каждым из предложенных эталонов выражаются как: 0,5 — сиениты; 0,1 — песчаники; 0,1 — глины; 0,1 — глубоководные глинистые осадки. Нетрудно заметить, что аналогии с песчаниками, глинами и глубоководными осадками устанавливаются по содержаниям Cu, Sn и Mn, из которых лишь высокая марганцовистость селигдарских пород заслуживает внимания.

Доверительные интервалы средних содержаний Cu и Sn в карбонатных породах Селигдара включают и осадочные, и магматические эталонные средние, т. е. принимаются взаимоисключающие гипотезы, что свидетельствует о низкой классификационной информативности этих элементов. Вполне очевидно, что лишь гипотеза об аналогии карбонатного комплекса с сиенитами может рассматриваться как вероятная.

Информационная значимость редкоземельных элементов здесь не рассматривается, так как они концентрируются в апатите и рассмотрены в гл. 6. Естественно, что их учет еще более подчеркнет геохимическую близость пород к щелочным прототипам.

Распределение суммарной относительной вероятности (см. табл. 7.3) принятия предложенных гипотез для хлоритового комплекса имеет вид: 0,4 — известковые глубоководные осадки; 0,3 — сиениты; 0,3 — песчаники; 0,2 — гранитоиды; 0,1 — глины; 0,1 — карбонатные породы; 0,0 — все остальные эталоны.

Как видно, при идентификации хлоритового комплекса характерны низкие и близкие значения относительных вероятностей для альтернативных гипотез (например, сиениты и песчаники). Низкая информационная ценность полученных результатов не позволяет однозначно решить вопрос об аналогии хлоритового комплекса ни с одним из предложенных эталонов. С другой стороны, гипотеза о сходстве хлоритовых пород Селигдара с сиенитами, т. е. с щелочными породами магматического генезиса, и не отвергается. Более детальная классификация не проведена из-за отсутствия соответствующих геохимических эталонов — гипотезы о сходстве с щелочными базитами и гипербазитами не исследовались.

Рис. 7.1. Распределение средних содержаний малых элементов в породах разного типа (по К. Таркяну и К. Ведеполю), а также в рудном и хлоритовом комплексах Селигдарского месторождения.

1 — изверженные породы; *2* — все остальные. Уо — ультраосновные; Ба — базальтовые породы; Гр — гранитоиды; Си — сиениты; Гл — глины; Пс — песчаники; Кб — карбонатные осадочные породы; ИО — известковые глубоководные осадки; ГО — глинистые глубоководные осадки; СК — Селигдарский карбонатный комплекс; СХ — Селигдарский хлоритовый комплекс.

Таблица 7.2

Статистики распределений и корреляционные матрицы малых элементов в породах хлоритового комплекса (n=77)

Элемент, окисел	P_2O_5, вес. %	Ti, %	V, $n\cdot10^{-3}$ %	Mn, $n\cdot10^{-1}$ %	Co, $n\cdot10^{-3}$ %	Ni, $n\cdot10^{-3}$ %	Cu, $n\cdot10^{-3}$ %	B, $n\cdot10^{-2}$ %	Sn, $n\cdot10^{-3}$ %	Cr, $n\cdot10^{-3}$ %	Zn, $n\cdot10^{-3}$ %	Pb, $n\cdot10^{-3}$ %	Ag, $n\cdot10$ г/т	Ga, $n\cdot10^{-3}$ %	$\overline{X}$	S
P_2O_5		0,06	—0,05	0,17	—0,04	0,28	—0,08	—0,44	—0,04	—0 09	0,12	0,14	—0,18	—0,06	0,86	1,06
Ti	0,06		0,61	0,17	0,51	0,48	—0,28	0,14	0,12	0,14	0,35	0,20	—0,26	0,34	0,25	0,24
V	—0,06	0,64		0,05	0,30	0,42	—0,12	0,24	0,12	0,34	0,09	—0,04	—0,16	0,31	1,90	1,34
Mn	0,19	0,13	0,02		0,31	0,30	—0,00	—0,36	—0,03	0,15	0,23	0,13	—0,19	—0,15	0,41	0,52
Co	0,01	0,56	0,37	0,32		0,61	—0,23	—0,13	0,01	0,15	0,72	0,45	—0,25	0,43	0,59	0,73
Ni	0,29	0,49	0,42	0,30	0,60		—0,12	—0,33	0,03	0,16	0,55	0,26	—0,20	0,28	0,54	0,44
Cu	—0,03	—0,36	—0,22	0,09	—0,31	—0,22		—0,00	0,07	0,01	—0,26	—0,27	0,07	—0,05	0,66	0,36
B	—0,46	0,19	0,32	—0,40	—0,07	—0,29	—0,12		0,13	0,25	—0,37	—0,22	0,20	0,12	0,67	0,49
Sn	—0,04	0,09	0,20	—0,02	—0,03	0,03	0,04	0,16		0,22	—0,10	—0,05	—0,17	0,08	0,63	1,04
Cr	—0,08	0,14	0,32	0,12	0,16	0,10	—0,07	0,30	0,18		—0,03	—0,13	—0,05	0,21	0,22	0,16
Zn	0,22	0,38	0,12	0,26	0,68	0,57	—0,23	—0,39	—0,15	—0,07		0,54	—0,18	0,30	2,87	2,31
Pb	0,12	0,26	0,05	0,14	0,46	0,30	—0,25	—0,18	—0,02	—0,18	0,55		—0,03	0,24	0,27	0,26
Ag	—0,19	—0,26	—0,13	—0,19	—0,26	—0,18	0,05	0,20	—0,22	—0,04	—0,24	—0,05		0,02	1,42	1,51
Ga	—0,05	0,37	0,35	0,16	0,41	0,28	—0,19	0,19	0,05	0,20	0,29	0,26	0,06		0,98	0,43
$\overline{X}$	0,85	0,25	1,90	0,41	0,59	0,54	0,66	0,67	0,63	0,22	2,85	0,26	1,42	0,98		
S	0,98	0,24	1,31	0,53	0,73	0,42	0,36	0,51	1,02	0,16	2,36	0,25	1,23	0,43		
V	115,3	96,0	68,9	129,3	123,7	77,8	54,5	76,1	161,9	72,7	82,8	96,1	86,6	43,9		

Таблица 7.3

Результаты проверки гипотез о сходстве средних содержаний малых элементов в главных комплексах пород Селигдарского месторождения и в породах разных типов*

Элемент	Комплекс																	
	рудный (карбонатный)									хлоритовый								
	Уо	Ба	Гр	Си	Гл	Пс	Кб	ИО	ГО	Уо	Ба	Гр	Си	Гл	Пс	Кб	ИО	ГО
B	0	0	0	0	0	0	0	0	0	+	+	+	+	—	+	+	=	—
Ti	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	=	—	—	+	+	+	—
V	—	—	—	=	—	+	+	+	—	—	—	—	—	—	=	=	=	—
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	—	—	—	=	—	—	—	—	—
Mn	+	+	+	+	+	+	+	+	=	—	—	=	—	—	+	—	—	—
Co	—	—	—	+	—	+	+	—	—	—	—	+	+	—	+	+	=	—
Ni	—	—	—	=	—	+	—	—	—	—	—	—	=	—	+	—	—	—
Cu	—	—	—	=	—	=	+	—	—	—	—	—	+	—	=	+	—	—
Pb	+	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—
Sn	+	+	+	=	=	+	+	+	+	+	+	+	=	=	+	+	+	+
Zn	0	0	0	0	0	0	0	0	0	—	—	—	—	—	+	+	=	—
Ga	0	0	0	0	0	0	0	0	0	+	—	—	—	—	=	+	=	—
Отн.%	0,0	0,0	0,0	0,5	0,1	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,2	0,3	0,1	0,3	0,1	0,4	0,0

* Обозначения гипотез см. на рис. 7.1. Знак 0 означает, что в данном комплексе пород этот элемент не анализировался и не учитывался при расчете относительной вероятности; знаки =, +, — означают, что в сравниваемых комплексах среднее содержание элемента соответственно равно больше или меньше, чем в эталоне.

Таким образом, по среднему содержанию малых элементов наиболее вероятным аналогом пород карбонатного комплекса Селигдара являются сиениты. Учитывая геохимическое подобие обоих комплексов Селигдара, но с меньшей степенью достоверности, можно принять гипотезу о принадлежности хлоритового комплекса также к магматическим формациям щелочного типа.

2. СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КАРБОНАТНОГО И ХЛОРИТОВОГО КОМПЛЕКСОВ

К числу геохимических особенностей, требующих специального изучения, следует отнести высокое содержание марганца и низкое содержание титана в карбонатном комплексе в отличие от хлоритовых пород Селигдара. На рис. 7.1 видно, что средние содержания большинства элементов в карбонатном и хлоритовом комплексах хотя и не совпадают, но совершенно явно взаимно сопряжены и изменяются в пределах одних и тех же порядков значений концентраций. Это позволяет делать вывод о геохимической идентичности комплексов на формационном уровне. Однако доверительные интервалы хлоритового и карбонатного комплексов пересекаются лишь при сравнении средних содержаний свинца и олова. В остальных случаях различия значимы. В карбонатных породах содержатся в больших количествах V, Mn, La, Ce, Y, Ag и в меньших количествах — Ti, Co, Ni, Cu, B, Cr, Zn. Характерно, что корреляционные комплексы малых элементов (рис. 7.2, 7.3) в общих чертах совпадают с набором элементов, содержащихся в бо̀льших и меньших количествах в карбонатном комплексе по сравнению с хлоритовым, что свидетельствует, по-видимому, о совместной групповой миграции элементов. Согласно принятой в гл. 4 генетической гипотезе о магматическом происхождении апатита, допустимые трактовки количественных соотношений концентраций элементов в карбонатных и хлоритовых породах могут предполагать как вынос и привнос их при карбонатизации, так и первичное различие хлоритизированных и карбонатизированных пород.

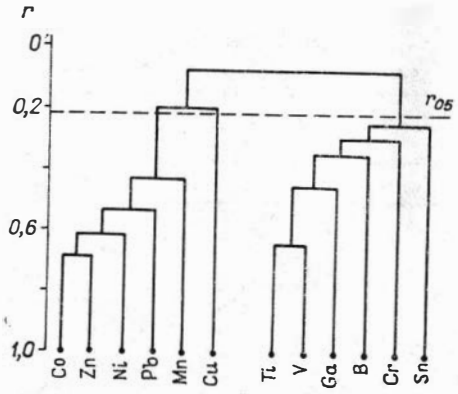


Рис. 7.2. Корреляционная дендрограмма малых элементов в породах хлоритового комплекса Селигдара ($n = 77$).

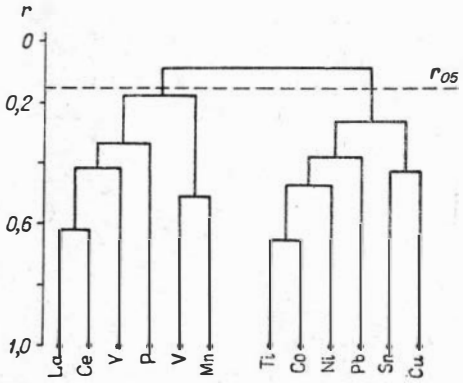


Рис. 7.3. Корреляционная дендрограмма малых элементов в породах карбонатного комплекса Селигдара ($n = 161$).

Существенное значение для выяснения генезиса апатита может иметь выявление корреляционных комплексов фосфора с малыми элементами в хлоритовых и карбонатных породах. Из табл. 7.1 и 7.2 следует, что концентрации фосфора коррелируются с содержаниями Ni и B в хлоритовых и Mn, Co, Ni, Cu, Ce и La в карбонатных породах. Число элементов, коррелирующихся с фосфором, невелико, а коэффициенты корреляции едва отличимы от нуля. В связи с этим и учитывая важность выявления корреляционных комплексов малых элементов с P_2O_5, интересно проверить гипотезы о наличии нелинейных корреляций между P_2O_5 и содержаниями малых элементов.

Прежде всего следует ответить на вопросы о необходимости исследования нелинейных связей: Зачем усложнять статистический аппарат, в общем-то не вполне корректный по отношению к разнообразно асимметричным эмпирическим совокупностям? Как геологически осмыслить событие, описываемое, например, многочленом 6-й степени? Заметим при этом, что нахождение оптимальных уравнений, позволяющих с заданной достоверностью по легкодоступным признакам оценивать значения труднодоступных, составляет суть так называемых косвенных методов поиска полезных ископаемых. Другой — познавательный — аспект сулит получить новую, недоступную для других геологических методов, информацию о закономерностях формирования месторождения. Остановимся на нем.

Прежде всего постулируем, что если на элементарной стадии минералообразования, характеризующейся устойчивым состоянием физико-химических параметров, между элементами возникает корреляционная зависимость, то эта зависимость линейна. Отсюда экстремальные точки (участки) нелинейных регрессий можно рассматривать как результат смены стадий минералообразования. Естественно, что наложение производных последующих этапов может усилить ранее существовавшие корреляционные зависимости, вовсе затушевать их либо существенно изменить. Поэтому содержательное толкование эмпирических линий регрессий, являющихся достоверной оценкой регрессий генеральной совокупности, должно восприниматься как гипотеза, требующая проверки другими методами.

Мы уже описали в гл. 4 особенности распределения концентраций P_2O_5 в хлоритовом и карбонатном комплексах. Было показано, что в обоих комплексах распределения концентраций P_2O_5 согласуются с логнормальным со сдвигом [$z = \lg(P_2O_5 - 1)$] законом распределения, что, несомненно, указывает на полигенное формирование этих распределений [Родионов, 1964]. Эмпирические распределения концентраций остальных элементов (табл. 7.4) тяготеют к логнормальной модели. Гипотеза о нор-

Таблица 7.4

Оценки коэффициентов асимметрии и эксцесса распределений элементов и их логарифмов в хлоритовом и карбонатном комплексах Селигдара

Элемент, окисел	Хлоритовый				Карбонатный			
	Модели							
	нормальная		логнормальная		нормальная		логнормальная	
	A	E_α	A	E_α	A	E_α	A	E_α
P_2O_5	2,21	0,69	0,70	0,82*	3,05	0,56	0,28	0,65
Ti	1,74	0,73	—1,09	0,68	4,19	0,55	0,61	0,81*
V	1,99	0,67	0,26*	0,75*	0,83	0,81*	—0,34*	0,82*
Mn	3,88	0,58	0,92	0,83*	—0,29*	0,82*	—2,01	0,69
Co	3,32	0,65	0,15*	0,85*	4,62	0,52	1,20	0,76*
Ni	1,63	0,75*	—0,16*	0,79*	3,44	0,63	1,30	0,80*
Cu	1,38	0,73	—0,12*	0,77*	2,38	0,73	0,12*	0,84
Sn	4,44	0,56	0,89	0,80*	5,40	0,44	1,29	0,76*
Pb	1,82	0,73	0,65	0,84*	4,23	0,55	0,99	0,74
Ag	0,49*	0,93	0,15*	0,98	0,31*	0,86	—0,66	0,91
B	0,62*	0,85*	—0,51*	0,83*	—	—	—	—
Cr	1,24	0,81*	0,50*	0,89	—	—	—	—
Zn	1,03	0,83*	—0,01*	0,82*	—	—	—	—
Ga	0,14*	0,71	—2,49	0,61	—	—	—	—
Y	—	—	—	—	1,10	0,64	—0,15*	0,75
La	—	—	—	—	0,54	0,79*	—0,74	0,78*
Ce	—	—	—	—	0,30*	0,81*	—0,83	0,77*

* Выделены оценки, допустимые при нормальном (логнормальном) распределении.

мальном распределении может быть принята лишь для B в хлоритовом комплексе, Mn и Ce — в карбонатном. V, Co, Ni, Cu, B и Zn в хлоритовом и V в карбонатном комплексах распределены в согласии с логнормальной моделью. В остальных случаях характерна положительная асимметрия, которая при логарифмировании значительно уменьшается.

При исследовании нелинейных регрессий в условиях асимметричных распределений существует ряд трудностей. В задачах предсказания функция и аргумент ясны из постановки задачи, а в случае ненормальных распределений широко используются функциональные преобразования, например логарифмирование и другие, выправляющие эмпирические распределения и делающие корректным применение критериев, основанных на нормальной модели. Но если задача ставится в познавательном аспекте, в особенности при схематическом описании априорных гипотез, для проверки которых применяется регрессионный анализ, приходится поступаться мощностью и эффективностью критериев в пользу асимметрично распределенных непреобразованных значений концентраций. Лишь для логнормальной модели показано [Родионов, 1964], что концентрация в логнормально распределенной генеральной совокупности может быть с меньшей достоверностью установлена и на основании корреляционного анализа значений концентраций, выраженных в натуральном масштабе. Но и в этом случае рассматривается лишь линейная корреляция. В нашем случае изучалась нелинейная корреляция по непреобразованным данным.

При изучении парных регрессий мы выделяем активную и пассивную ее разновидности относительно P_2O_5. В первом случае пятиокись фосфора выступает аргументом, во втором — функцией. Необходимость в таком разделении вызвана особенностями взаимно сопряженных связей в условиях нелинейных регрессий [Лукомский, 1958].

Элементы, с которыми устанавливается значимая активная корреляция с P_2O_5, образуют парагенетическую группу P_2O_5. С познавательных позиций она может трактоваться так: причины, обусловившие распределение концентраций P_2O_5, в определенной мере сказались и на распределении элементов, с которыми P_2O_5 обнаруживает значимую корреляцию,

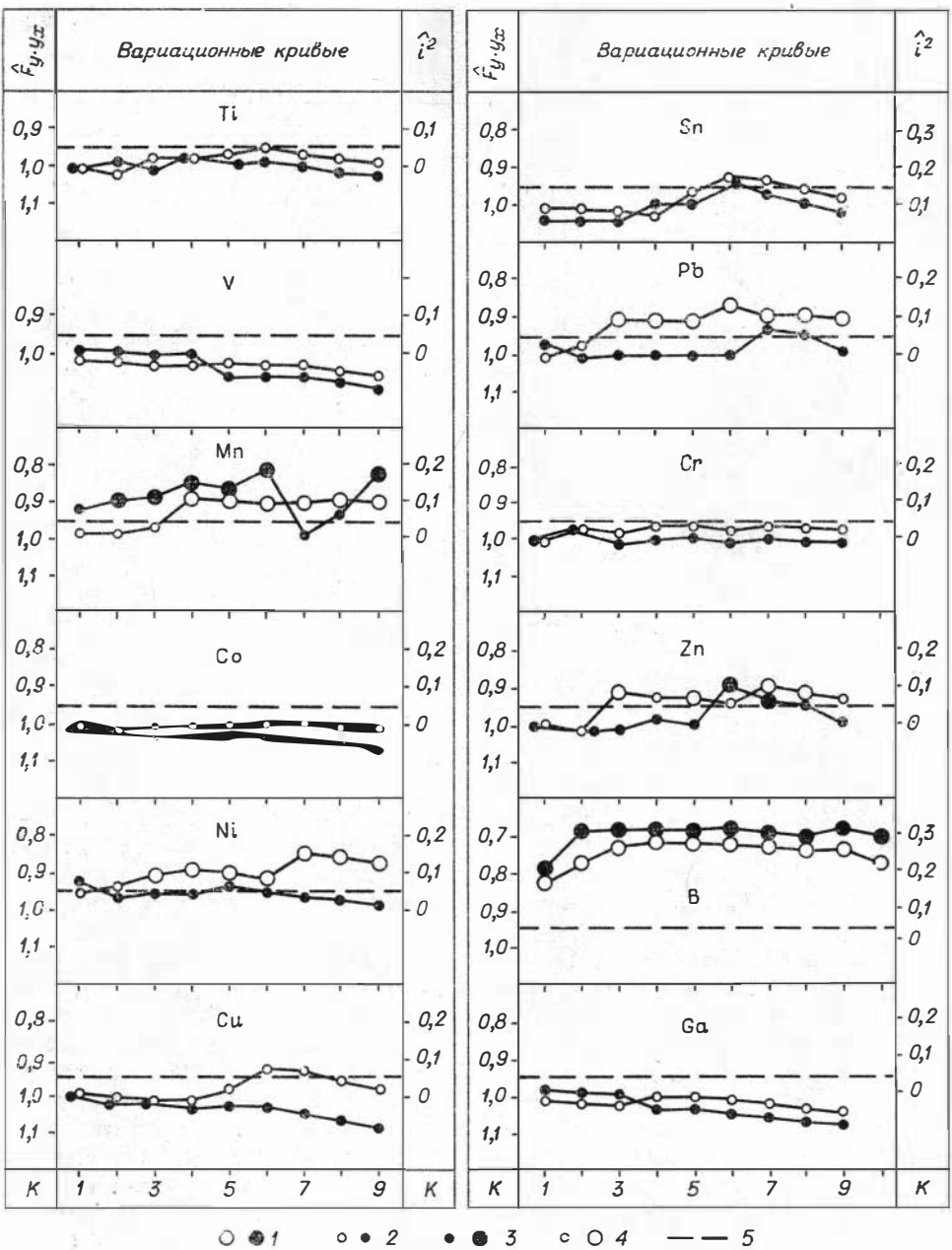


Рис. 7.4. Вариационные кривые зависимостей $\widehat{F}_{y \cdot yx}$ и $\widehat{i}^2$ от K (степени полинома) для регрессий типа $P_2O_5 = f(N)$ и $N = f(P_2O_5)$ в хлоритовом комплексе Селигдара. *1* — $\widehat{i} > i_{01}$; *2* — $\widehat{i} < i_{01}$; *3* — регрессии типа $P_2O_5 = f(N)$; *4* — регрессии типа $N = f(P_2O_5)$; *5* — уровень i_{05}.

когда выступает в качестве аргумента. С другой стороны, P_2O_5 может входить в парагенетические группы других элементов; другими словами, факторы, обусловливающие распределение других элементов, могут оказывать свое влияние и на распределение P_2O_5. Устанавливается это в случаях, когда видна значимая корреляция при рассмотрении P_2O_5 в качестве функции.

Перейдем к технике изучения парных регрессий. Для каждой пары изучаемых признаков и их перестановки (функция — аргумент) методом

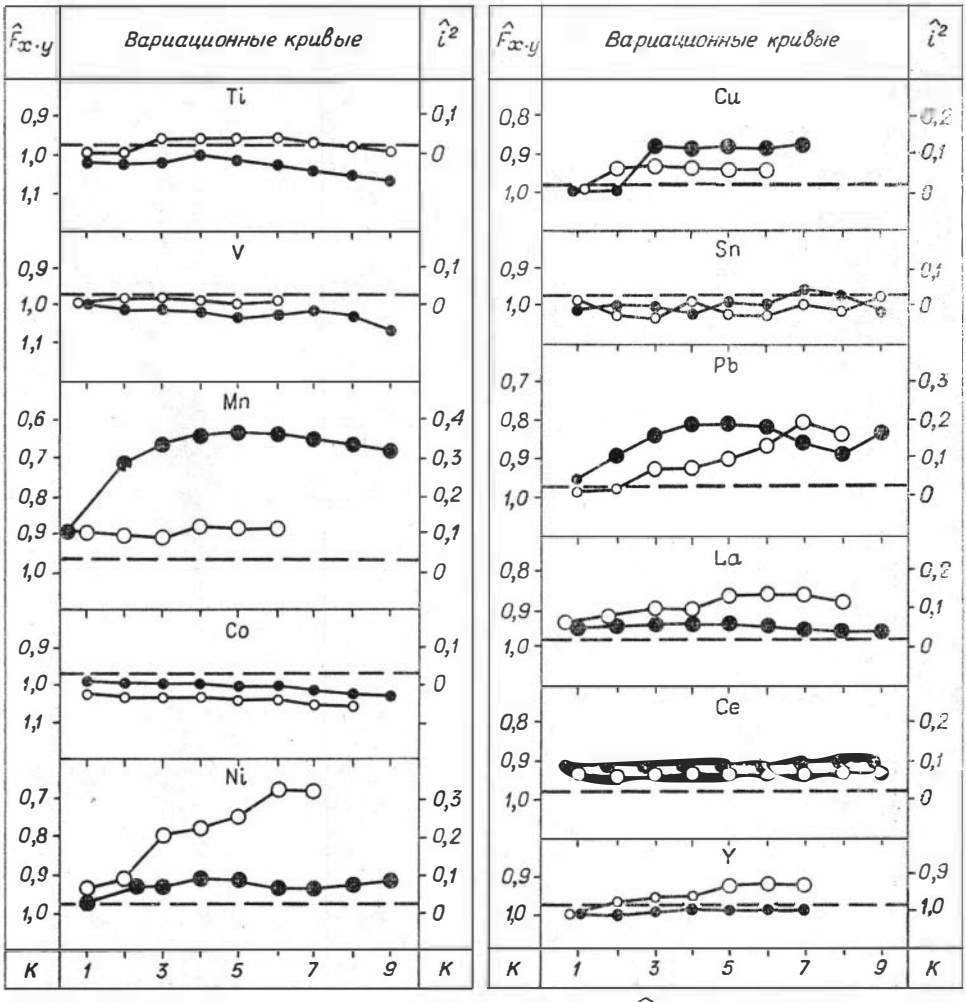


Рис. 7.5. Вариационные кривые зависимостей $F_y \cdot y_x$ и $\widehat{i^2}$ от K для регрессий типа $P_2O_5 = f(N)$ и $N = f(P_2O_5)$ в карбонатном комплексе Селигдара. Усл. обозн. см. на рис. 7.4.

наименьших квадратов рассчитывались регрессионные уравнения из предположения, что теоретическая линия регрессии описывается уравнениями последовательно от 1-й до 9-й степени. Для каждого уравнения оценивались приведенные (т. е. учитывающие уменьшение числа степеней свободы при увеличении числа параметров в регрессионном полиноме) ошибки оценки, нормированные дисперсией функции ($\widehat{F}y \cdot v_x$) и приведенные индексы корреляции (см. гл. 1).

Значимость отличия приведенных индексов корреляции от нуля оценивается так же, как и в случае коэффициентов корреляции (нелинейная модель). На рис. 7.4 и 7.5 показано, как изменяются относительная ошибка предсказания и индекс корреляции в связи с увеличением степени регрессионного полинома. Дальнейшая процедура исследования — выбор оптимального для данной пары элементов уравнения регрессии. С помощью дисперсионного анализа выясняется значимость всей регрессии и ее отдельных членов. Применение критериев различия в условиях асимметричных распределений требует большой осторожности. Мы принимаем, что оптимальным уравнением регрессии является такое, которое имеет индекс корреляции, отличный от нуля с вероятностью 99% при минимальном числе параметров, если нет четкого максимума.

Таблица 7.5

Коэффициенты регрессионных полиномов парных регрессий

Комплекс	Тип уравнения	$\hat{i}$	Коэффициенты уравнений						
			x^0	x^1	x^2	x^3	x^4	x^5	x^6
Хлоритовый	$P_2O_5=f(Mn)$	0,40	0,95	—3,84	11,24	—7,02	1,16	—	—
$\hat{i}_{01}=0,29$	$Mn=f(P_2O_5)$	0,35	—0,23	2,61	—2,48	0,82	—0,09	—	—
$\hat{i}_{05}=0,22$	$Ni=f(P_2O_5)$	0,30	0,25	0,81	—0,44	0,07	—	—	—
	$Pb=f(P_2O_5)$	0,31	0,05	0,67	—0,36	0,05	—	—	—
	$Zn=f(P_2O_5)$	0,30	1,18	5,63	—3,38	0,51	—	—	—
	$P_2O_5=f(Zn)$	0,31	2,85	—6,35	6,17	—2,55	0,50	—0,04	0,001
	$B=f(P_2O_5)$	0,48	0,985	—0,55	0,086	—	—	—	—
	$P_2O_5=f(B)$	0,58	2,209	—3,775	1,722	—	—	—	—
Карбонатный	$Mn=f(P_2O_5)$	0,30	0,73	—0,02	—	—	—	—	—
$\hat{i}_{01}=0,20$	$P_2O_5=f(Mn)$	0,58	17,38	—118,5	355,1	—431,56	182,2	—	—
$\hat{i}_{05}=0,16$	$Ni=f(P_2O_5)$	0,26	0,19	0,019	—	—	—	—	—
	$P_2O_5=f(Ni)$	0,30	3,71	3,56	—	—	—	—	—
	$Pb=f(P_2O_5)$	0,28	0,9114	—0,2989	0,0401	—0,0001	—	—	—
	$P_2O_5=f(Pb)$	0,32	1,86	15,26	—10,89	1,89	—	—	—
	$Cu=f(P_2O_5)$	0,40	0,894	—0,169	0,019	—0,0005	—	—	—
	$P_2O_5=f(Cu)$	0,33	6,98	13,48	17,13	—4,50	—	—	—
	$Y=f(P_2O_5)$	0,23	1,703	0,384	0,02	—0,014	0,0012	0,0003	—
	$P_2O_5=f(La)$	0,30	3,10	3,55	—	—	—	—	—
	$La=f(P_2O_5)$	0,24	0,38	0,016	—	—	—	—	—
	$Ce=f(P_2O_5)$	0,28	0,45	0,02	—	—	—	—	—
	$P_2O_5=f(Ce)$	0,26	2,75	3,57	—	—	—	—	—

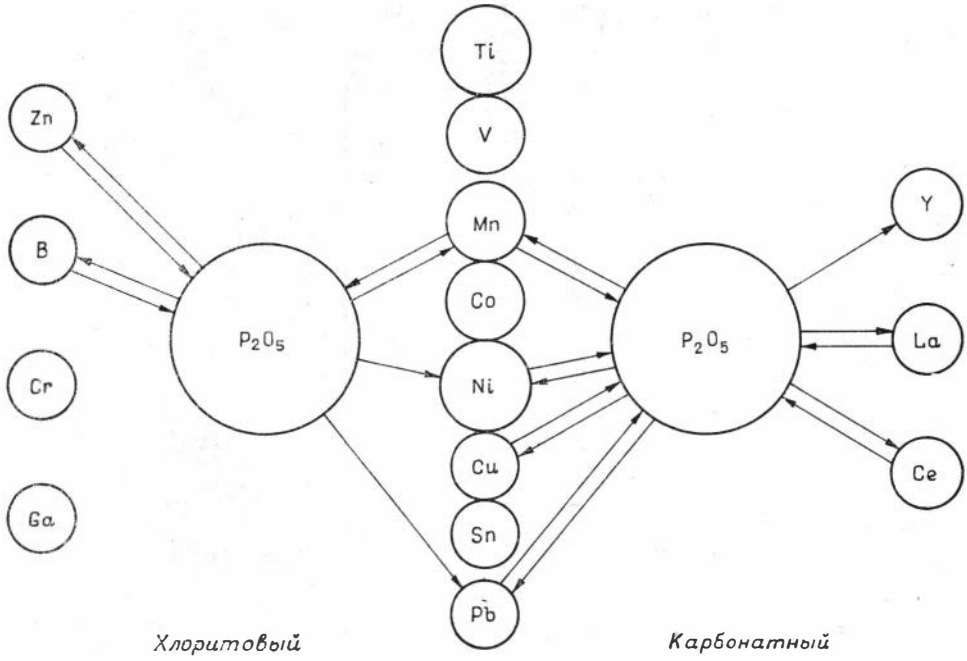


Рис. 7.6. Граф корреляционных связей P_2O_5 с малыми элементами в хлоритовом и карбонатном комплексах.

Коэффициенты регрессионных полиномов парных регрессий и индексы корреляции приведены в табл. 7.5. Как видно, обнаруживаемые в хлоритовом комплексе корреляции элементов с P_2O_5 в основном нелинейны и невелики. Наиболее высокое значение индекса корреляции $\hat{i} = 0{,}578$ характеризует пассивное линейное уравнение пятиокиси фосфора с бором, которое можно рекомендовать для прогноза. В карбонатном комплексе для этих целей может использоваться уравнение P_2O_5 с марганцем.

Если ограничиться лишь суждением о том, есть ли корреляционная зависимость между элементами или она неотличима от нуля без рассмотрения вида линий регрессий, то схематически все связи можно изобразить в виде графа (рис. 7.6). В центре расположена колонка элементов, общих для обоих комплексов, а крайние колонки обозначают специфические элементы, встречающиеся только в данном комплексе. Корреляционный граф пятиокиси фосфора с элементами, общими для комплексов, почти не различается в хлоритовом и карбонатном комплексах. Отличие лишь в отсутствии пассивных корреляций с никелем и свинцом и в отсутствии корреляционных связей P_2O_5 с медью в хлоритовом комплексе. Однако между логарифмами концентраций меди и фосфора корреляция устанавливается, так что отличием следует считать не отсутствие корреляции фосфора с медью в хлоритовом комплексе, а ее более низкое значение. Таким образом, пятиокись фосфора в хлоритовом и карбонатном комплексах образует один и тот же активный парагенетический корреляционный комплекс элементов с марганцем, никелем и свинцом.

Этот факт может рассматриваться как свидетельство генетической однотипности апатита в хлоритовом и карбонатном комплексах. Однако динамика взаимоотношений элементов (тип линий регрессий) в обоих комплексах различна. В хлоритовом комплексе все активные линии регрессии (за исключением бора) имеют точку перегиба в районе 0,8—1,6% P_2O_5 (рис. 7.7). От нулевых концентраций фосфора до содержаний 0,8—1,6% прямо пропорционально с фосфором изменялись содержания марганца, никеля, свинца, цинка и меди, затем при повышении содержаний P_2O_5

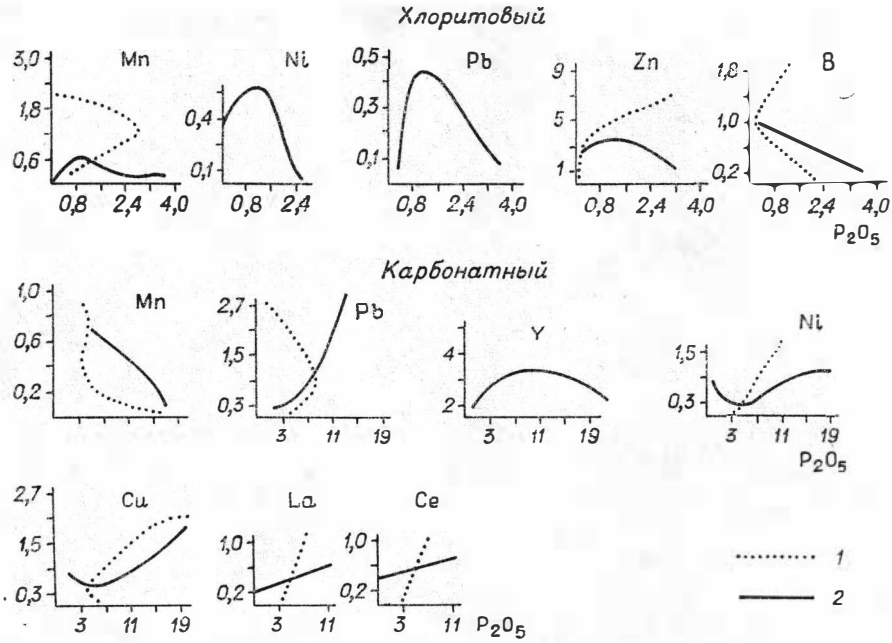


Рис. 7.7. Эмпирические линии регрессии P_2O_5 с малыми элементами в хлоритовом и карбонатном комплексах.

1 — регрессии типа $P_2O_5 = f(N)$; 2 — то же, $N = f(P_2O_5)$.

эта тенденция сменялась на обратную. В карбонатном комплексе, где наиболее низкие содержания P_2O_5 соответствуют максимальным значениям в хлоритовом, эта тенденция сохраняется для марганца во всем диапазоне значений P_2O_5, а для никеля, свинца и меди лишь до концентраций порядка 4% P_2O_5, т. е. включая весь комплекс обычных руд. В богатых рудах, при концентрации P_2O_5 от 4 до 20%, линии регрессии Ni, Pb, Cu приобретают положительный наклон. Налицо четкая трехэтапность формирования регрессионных отношений элементов, если судить по таким типично халькофильным элементам, как Cu и Ni.

Первый этап — образование зеленокаменных пород. Увеличение содержаний Pb, Ni и Cu и уменьшение содержаний Mn и Zn в связи с увеличением P_2O_5 могут свидетельствовать о накоплении фосфора в более основной части дифференцирующегося расплава. Второй этап — руды. Происходит уменьшение содержаний Mn, Zn, Cu, Ni, Pb. Среда, из которой кристаллизовались руды, по содержанию перечисленных элементов соответствует начальной среде, из которой отделялись зеленокаменные породы. Третий этап — богатые руды. Это, несомненно, напоминает шлиры в базитовых породах с обогащением их типично халькофильными элементами. Естественно, что петрологическая последовательность этих этапов не может быть выведена из регрессионных уравнений, но резкое увеличение содержаний халькофильных элементов в богатых рудах весьма недвусмысленно свидетельствует в пользу их шлироподобной природы и, следовательно, делает понятным остальные два этапа.

Линейный характер связей с пятиокисью фосфора таких специфических элементов, как лантан и церий, отражает роль апатита как главного минерала-концентратора редких элементов. Связанное с этим повышение средних содержаний лантана и церия в апатитовых рудах может выступать как поисковый признак при анализе региональных геохимических съемок прошлых лет и при проведении аналогичных работ в будущем. Использование уравнений $P_2O_5 = f(Ce)$ и $P_2O_5 = f(La)$ (см. табл. 7.5) позволяет

оценить предполагаемую фосфороносность выявленных лантановых и цериевых аномалий.

Параболический характер связи P_2O_5 с Y свидетельствует о двухэтапной истории формирования его концентраций.

Глава 8

УРАН, ТОРИЙ И КАЛИЙ В ПОРОДАХ РУДНОГО ТЕЛА

Повышенная радиоактивность апатитовых руд Селигдара, ее ториевая природа и приуроченность тория к апатиту были зафиксированы многими исследователями на первых же шагах изучения Селигдарского месторождения, но до сих пор не получили сколько-нибудь убедительной генетической интерпретации. В этом отношении, на наш взгляд, особого внимания заслуживают два обстоятельства: в рудах торий концентрируется исключительно в апатите и между ураном и торием устанавливается существенная корреляция.

Первое обстоятельство представляет геохимический нонсенс. Уран и торий наряду с накоплением в минералах-концентраторах в значительных количествах рассеиваются и в главных породообразующих минералах, во всяком случае в породах эндогенного генезиса. Применительно к гранитоидам памятна дискуссия о роли акцессорных минералов-концентраторов в мономинеральном балансе радиоэлементов, которая показала, что в среднем не менее половины общего содержания урана и тория распределено в рассеянной форме в породообразующих минералах и, если роль концентраторов может быть значительной в формировании дисперсии данной совокупности, то рассеянная форма находится в определенной зависимости от среднего содержания в породе в целом. Особенно это отчетливо видно на примере кварца из гранитоидов [Василенко, 1978; Холодова, Василенко, 1978], в котором содержание урана прямо пропорционально его содержанию в породе и зависит от химизма породы. Поэтому в факте исключительно апатитовой приуроченности тория нам видится свидетельство гетерогенности апатитовых руд. С другой стороны, высокая корреляция между ураном и торием должна рассматриваться как свидетельство первичности существенно ториевой геохимической специализации руд в противовес возможным трактовкам о селективном выносе или привносе урана или тория.

Прежде чем перейти к обоснованию изложенных тезисов, необходимо остановиться на методических особенностях оценивания содержаний урана и тория в породах рудного тела, так как методические ошибки входят в систему доказательств.

1. МЕТОДИЧЕСКИЕ ОШИБКИ

Определение радиоэлементов в рудах и вмещающих породах проведено гамма-спектрометрическим методом одним из авторов на аппаратуре и по методике лаборатории ядерно-геохимических методов ИГиГ СО АН СССР. Измерялись активности 400—500-граммовых навесок дробленного до 1 мм керна скважин и образцов из поверхностных выходов пород и руд. Время экспозиции колебалось в пределах 15 мин. Расчеты концентраций велись по двум независимым алгоритмам, что исключало грубые просчеты и ошибки.

Таблица 8.1

Результаты измерений концентраций радиоэлементов в параллельных навесках (определения I и II)

Номер пробы	Уран, $n \cdot 10^{-4}$ %		Торий, $n \cdot 10^{-2}$ %		Калий, %	
	I	II	I	II	I	II
5224	0,7	1,8	0,068	0,161	1,10	2,03
5223	0,9	1,5	0,014	0,026	1,70	2,07
5227	2,7	3,5	0,090	0,085	6,72	8,14
5221	1,100	0,700	0,023	0,018	3,710	2,580
5202	0,500	0,500	0,005	0,005	2,120	2,910
5219	0,600	0,300	0,003	0,008	2,410	2,280
5211	0,600	0,800	0,004	0,001	0,880	0,900
5206	0,100	0,500	0,001	0,004	3,490	3,470
5064	5,000	4,800	0,609	0,541	0,090	0,150
5545	6,100	5,800	1,053	1,044	0,130	0,150
5536	5,300	8,000	2,099	2,035	0,270	0,150
5512	2,500	2,200	0,433	0,437	0,150	0,150
5498	2,000	2,100	0,410	0,404	0,150	0,110
5490	2,000	1,400	0,382	0,262	0,150	0,080
5474	2,000	2,300	0,513	0,502	0,240	0,150
5462	1,000	1,800	0,722	0,315	0,160	0,130
5417	1,300	1,800	0,253	0,395	0,130	0,070
4536	6,300	5,400	2,380	4,623	1,810	2,090
4537	1,400	2,400	1,261	0,654	0,860	1,220
5389	1,400	1,600	0,003	0,007	0,170	0,100
5563	13,400	7,900	3,433	1,753	0,070	0,150
5982	4,200	3,700	0,414	0,403	0,150	0,090
6064	1,500	1,800	0,197	0,181	0,060	0,100
6065	1,900	2,000	0,254	0,238	0,150	0,150
6070	2,900	2,700	0,155	0,158	0,080	0,100
6067	3,400	2,000	0,376	0,177	0,150	0,150
6080	2,400	2,200	0,282	0,286	0,080	0,030
4649	2,300	3,200	0,663	0,660	0,170	0,140
4647	2,100	2,400	0,370	0,395	0,030	0,020
4643	2,100	2,700	0,372	0,366	0,150	0,110
4368	7,500	7,200	1,546	1,675	0,150	0,150
4366	5,300	4,500	0,772	0,774	0,150	0,150
4365	3,900	3,400	0,807	0,875	0,070	0,100
4353	6,300	5,900	1,658	1,075	0,070	0,100
4321	8,000	7,700	1,402	1,434	1,150	0,150
4255	6,800	3,500	0,730	0,694	0,150	0,210
4254	7,400	5,300	0,905	0,876	0,150	0,230
4253	7,400	3,900	0,639	0,626	0,150	0,250
4252	1,050	6,600	1,054	1,058	0,650	1,250
4229	1,900	2,300	0,381	0,780	0,270	0,200
4205	2,300	1,700	0,254	0,202	0,070	0,150
4507	4,600	7,300	0,936	0,976	0,150	0,150
4497	4,000	2,500	0,432	0,401	0,150	0,060
4189	3,500	4,200	0,706	0,800	0,110	0,050
4446	2,900	3,100	0,623	0,663	0,150	0,150
4430	2,900	3,400	1,119	1,111	0,570	0,620
4429	4,900	5,800	0,999	1,001	0,170	0,150
4186	1,100	2,300	0,544	0,533	0,180	0,230
4181	5,100	6,000	1,125	1,119	0,150	0,150
4180	1,400	1,700	0,715	0,726	0,310	0,310
4179	1,500	3,400	0,483	0,490	0,790	0,200
4177	1,600	2,200	0,509	0,547	0,290	0,100
4176	3,000	5,400	0,886	0,913	1,450	0,860
4175	1,400	1,500	0,555	0,581	0,480	0,300
4158	3,500	3,700	0,615	0,613	0,100	0,090
4155	2,500	2,300	0,430	0,437	0,150	0,150
4154	3,100	3,400	0,603	0,502	0,080	0,150
4153	0,800	1,100	0,285	0,277	0,150	0,150

Таблица 8.2

Оценки индексов корреляции для четырех степеней регрессионных многочленов между определениями радиоэлементов в параллельных навесках

Масштаб	Степень регрессионного многочлена	$U_1=fU_2$	$U_2=f_1U_1$	$Th_1=f_2Th_2$	$Th_2=f_3Th_1$	$K_1=f_4K_2$	$K_2=f_5K_1$
Натуральный	1	0,792	0,792	0,830	0,830	0,971	0,971
	2	0,788	0,810	0,973	0,842	0,972	0,973
	3	0,785	0,806	0,930	0,886	0,973	0,983
	4	0,802	0,804	0,929	0,936	0,973	0,985
Логарифмический	1	0,881	0,881	0,975	0,975	0,935	0,935
	2	0,881	0,881	0,975	0,975	0,940	0,936
	3	0,884	0,890	0,983	0,976	0,939	0,936
	4	0,884	0,890	0,983	0,977	0,939	0,939

Ошибки воспроизводимости изучены на основании дублирования каждой десятой навески. Это дало возможность оценить не только аппаратурные ошибки воспроизводимости, но и ошибки, связанные с отбором навесок методом квартования двухметрового керна. Результаты измерений параллельных навесок приведены в табл. 8.1.

Изучение методических ошибок включало исследование корреляций и регрессий между параллельными определениями и зависимости величин ошибок от величины определяемых концентраций. Поскольку, как это будет показано ниже, большинство групп пород характеризуется распределениями, согласующимися с логнормальной моделью или близкими к ней, изучение ошибок произведено в натуральном или логарифмическом масштабах. Конечно, если задачу о корреляции и регрессии ограничить лишь линейным случаем, то, пользуясь методом частных средних, можно получить достоверные оценки коэффициентов корреляции и не прибегая к изучению логарифмов концентраций. Но при обращении к нелинейным корреляциям и регрессиям, когда хотя бы распределение функции [Перегудов, 1965] должно согласовываться с нормальным законом, приходится прибегать к функциональному преобразованию переменных, в данном случае к логарифмированию.

Ошибки определения урана. Корреляция между значениями концентраций урана в параллельных образцах линейна: индексы корреляций при разных степенях регрессионных многочленов значимо не различаются (табл. 8.2). Корреляция между логарифмами концентраций урана также линейна. Все индексы корреляции между логарифмами концентраций в среднем на 0,08 больше индексов корреляции между натуральными значениями концентраций. Это и понятно, так как при логнормальном распределении частот концентраций [Родионов, 1964] натуральный масштаб дает заниженные оценки коэффициентов корреляции. Прямые и сопряженные линии регрессии одного из параллельных определений по другому как в натуральном, так и в логарифмическом масштабе характеризуются незначимыми свободными членами, что свидетельствует об отсутствии систематических ошибок метода.

Исходя из тесной корреляции между параллельными определениями, доля случайного фактора $V_s = 1 - r^2_{U_1U_2}$, где $r_{U_1U_2}$ — коэффициент корреляции между параллельными определениями, оценивается в 38% для натурального масштаба и в 25% для логарифмического.

Величины абсолютной и относительной среднеквадратичных ошибок нелинейно зависят от величин определяемых концентраций (табл. 8.3) и между собой связаны обратно пропорциональной зависимостью. Относительная ошибка уменьшается от первого к третьему классу содержаний и при больших значениях колеблется симметрично вокруг среднего.

Таблица 8.3

Среднеквадратичные ошибки воспроизводимости концентраций урана в натуральном (а) и логарифмическом (б) масштабах

а)

Концентрация, $n \cdot 10^{-4}$ %	Число параллельных измерений	Ошибки	
		абс.	отн.
1	6	0,37	53,0
2	10	0,52	33,0
3	13	0,52	21,0
4	10	0,47	12,4
5	4	1,24	22,0
6	7	1,54	27,7
7	3	1,41	22,0
8	5	1,86	18,6
Среднее...		0,94	28,0

б)

Логарифмы, $n \cdot 10^{-4}$	Число параллельных измерений	Ошибки	
		абс.	отн.
0	6	0,116	44,4
0—0,30	13	0,068	36,0
0,30—0,48	12	0,052	14,6
0,48—0,60	11	0,071	14,8
0,60—0,70	4	0,070	10,8
0,70—0,78	5	0,056	8,4
0,78—0,84	4	0,062	7,8
0,8	3	0,047	5,1
Среднее...		0,07	21,8

Таблица 8.4

Среднеквадратичные ошибки воспроизводимости концентраций тория в натуральном (а) и логарифмическом (б) масштабах

а)

Концентрации, $n \cdot 10^{-2}$ %	Число параллельных измерений	Ошибки	
		абс.	отн.
0—0,2	11	0,011	20,6
0,2—0,4	10	0,0309	10,1
0,4—0,6	11	0,095	20,0
0,6—0,8	10	0,0124	1,9
0,8—1,0	6	0,0884	9,6
1,0—1,2	4	0,0024	0,2
1,2—1,6	3	0,122	8,3
1,6	3	0,7078	26,0
Среднее...		0,1676	15,5

б)

Логарифмы, $n \cdot 10^{-2}$	Число параллельных измерений	Ошибки	
		абс.	отн.
—0,7	11	0,1058	6,1
—(0,7—0,4)	11	0,0450	8,8
—(0,4—0,2)	11	0,003	1,0
—(0,2—0,1)	8	0,003	2,0
—(0,1—0)	8	0,014	7,1
0—0,15	4	0,01217	13,1
0,15	5	0,118	27,4
Среднее...		0,0547	7,35

Абсолютная ошибка, устойчивая в первых четырех, повышается в пятых — восьмых классах концентраций.

Иначе изменяются ошибки логарифмов концентраций. Абсолютная ошибка остается постоянной во всем исследованном диапазоне содержаний, а относительная — падает от 44% в первом до 5% в последнем классе.

Ошибки определения тория. Корреляция между концентрациями тория в параллельных пробах линейна; увеличение индексов корреляции по многочленам 2-й и 4-й степеней незначимо. Доля случайного фактора в разбросе определений по параллельным навескам составляет 25%. Корреляция между логарифмами концентраций параллельных определений также линейна. Доля случайного фактора в этом случае составляет лишь 5%. Торий определяется без систематических ошибок во времени: сопряженные линии регрессии параллельных определений не имеют свободных членов.

Абсолютные среднеквадратичные ошибки определения тория (табл. 8.4) случайно колеблются в пределах второго порядка после запятой для концентраций менее $1{,}2 \cdot 10^{-2}$% и достигают нескольких единиц первого порядка для более высоких значений. Относительная ошибка не зависит от величины определяемых концентраций и случайно колеблется от 0,2 до 26%, в среднем для всей серии определений составляя ~15%.

Среднеквадратичные ошибки логарифмов концентраций ведут себя

Таблица 8.5

Среднеквадратичные ошибки воспроизводимости концентраций калия в натуральном (а) и логарифмическом (б) масштабах

а) Концентрации, %	Число параллельных измерений	Ошибки абс.	Ошибки отн.	*б)* Логарифмы концентраций	Число параллельных измерений	Ошибки абс.	Ошибки отн.
0,0—0,25	42	0,02	11,0	—0,6	42	0,0728	8,0
0,25—0,75	4	0,04	10,0	—(0,6—0,12)	4	0,0900	22,0
0,75—1,5	5	0,11	12,0	—(0,12—0,18)	5	0,0768	100,0
1,5—2,5	4	0,1985	11,0	—(0,18—0,40)	4	0,1091	33,0
2,5	3	0,1627	10,0	—0,40	3	0,0447	7,0
Среднее		0,1105	11,0	Среднее . . .		0,0224	18,5

иначе: абсолютная ошибка не зависит от величины определяемых концентраций, а относительная возрастает от 6% для минимальных до 27% для максимальных из изученных концентраций.

Ошибки определения калия. Корреляции между значениями концентраций параллельных определений калия в натуральном и логарифмическом масштабах линейны. Доля случайного фактора колеблется около 5% в натуральном и около 15% в логарифмическом масштабах. Сопряженные линии регрессий параллельных определений характеризуются отсутствием (их незначимостью) свободных членов. Абсолютная среднеквадратичная ошибка (табл. 8.5) параллельных определений в натуральном масштабе зависит от величины определяемых концентраций и колеблется от 0,02 до 0,16%, а относительная остается постоянной и достаточно устойчива, в среднем составляет 11%. Абсолютная среднеквадратичная ошибка логарифмов концентраций не зависит от величины определяемой концентрации.

Подводя итог изучению методических ошибок, еще раз отметим, что величина влияния случайного фактора может быть выражена: в единицах измеряемого признака — абсолютная среднеквадратичная ошибка, в долях среднего — относительная среднеквадратичная ошибка и в долях дисперсии — стандартизированная среднеквадратичная ошибка, вычисляемая в нашем случае через квадрат коэффициента корреляции. Эта ошибка обычно не приводится, хотя ее значение для последующего корреляционного анализа весьма велико. Коэффициент корреляции между параллельными определениями признака будет предельным по величине для всех корреляций этого признака с другими. Естественно, что речь идет о генеральном значении методического коэффициента корреляции. Поскольку на практике обычно пользуемся выборочными оценками, то пределами максимальных значений будут доверительные границы методического коэффициента корреляции. В нашем случае методические коэффициенты корреляций будут иметь такие (95%) доверительные границы: $r_{U_1U_2}$ от 0,87 до 0,67; $r_{\lg U_1 \lg U_2}$ от 0,92 до 0,80; $r_{Th_1 Th_2}$ от 0,89 до 0,73; $r_{\lg Th_1 \lg Th_2}$ от 0,95 до 0,98; $r_{K_1K_2}$ от 0,95 до 0,98 и $r_{\lg K_1 \lg K_2}$ от 0,96 до 0,88. Исходя из этих значений, можно ожидать, что, например, оценки коэффициентов корреляции пятиокиси фосфора с торием, если таковая будет в генеральной совокупности даже близкой к функциональной, в большинстве случаев не могут превысить значение 0,89 и будут колебаться в пределах от 0,7 до 0,9 со средним 0,8.

Как показано ниже в трех независимых выборках разного объема, которыми охарактеризованы руды Селигдара, коэффициенты корреляции

тория с пятиокисью фосфора равны 0,79; 0,79 и 0,77, т. е. соответствуют среднему предельному коэффициенту корреляции для данной методики. Ошибки определения P_2O_5 в данном случае нам неизвестны, но по профилю II — II средний методический коэффициент корреляции между параллельными определениями $P_2O_5 \approx 0{,}95$.

2. СРЕДНИЕ СОДЕРЖАНИЯ РАДИОЭЛЕМЕНТОВ В ПОРОДАХ РУДНОГО ТЕЛА

Нами оценены содержания радиоэлементов в породах хлоритового комплекса, в протерозойских песчаниках, дайковом комплексе и трех выборках из пород рудного комплекса, получивших при полевых описаниях наименование кварц-апатит-карбонатных, апатит-карбонатных и апатит-кварц-карбонатных пород. Учитывая невысокую точность визуальной оценки относительных содержаний апатита, кварца и карбоната, все три выборки можно считать результатом трехкратного выборочного опробования рудного комплекса.

Как видно из приведенных в табл. 8.6 оценок параметров эмпирических распределений фосфора и радиоэлементов, нормальной и логнормальной моделям соответствуют далеко не все из изученных распределений. Ни одно из шести распределений P_2O_5 не согласуется с нормальной моделью. Логарифмирование делает три из шести распределений P_2O_5 приемлемо симметричными. Три из шести распределений урана характеризуются симметричным распределением частот логарифмов процентов. Одно распределение частот концентраций тория симметрично в натуральном масштабе, в пяти случаях из шести симметричны логарифмы концентраций. Распределения калия только в одном случае отвечают нормальной модели и ни в одном не согласуются с логнормальной моделью. Поэтому для оценок средних содержаний и дисперсий радиоэлементов мы воспользовались аппаратом нормальной модели, максимально правдоподобными оценками [Родионов, 1964] для логнормальной модели и методом частных средних (см. табл. 8.6).

Максимально правдоподобная оценка a среднего арифметического находится из следующего выражения:

$$a = e^{\ln \bar{x}} \Psi_n(^1/_2\, S^2),$$

где S^2 — статистическая оценка дисперсии логарифмов содержаний. Функция $\Psi n(t)$ определяется как

$$\Psi_n(t) = e^t \left\{1 - \frac{t(t+1)}{n} + \frac{t^2(3t^2+22t+21)}{6n^2}\right\} + \theta \cdot \left(\frac{1}{n^3}\right).$$

Максимально правдоподобная оценка дисперсии b^2 находится по формуле

$$b^2 = e^{2\ln \bar{x}} \left\{\Psi_n(2S^2) - \Psi_n\left(\frac{n-2}{n-1} \cdot S^2\right)\right\}.$$

Оценки, полученные названными тремя способами, различаются несущественно для целей сравнения этих оценок между приведенными выборками. Но при вычислении оценок, особенно дисперсии генеральной совокупности, эти различия могут иметь принципиальное значение.

Основной вывод, имеющий важное гносеологическое значение для петрологии Селигдарского месторождения, состоит в том, что апатитовые руды содержат тория примерно в 20 раз больше урана, хотя содержание урана в пределах $n \cdot 10^{-4}\%$ — обычное явление для фосфорсодержащих пород разного генезиса. Превышение концентраций тория над ураном не может быть объяснено выносом последнего. Примечательно, что высокие

Таблица 8.6

Параметры эмпирических распределений радиоэлементов в породах рудного тела

Элемент, окисел	Разновидность	%					lg %				Частные средние	
		$\overline{X}$	S	V	A	E_α	a	b	A	E_α	$\overline{X}$	S
P_2O_5 (%)	Кв—Ап—Карб (n=240)	5,26	2,49	47	1.54	0,755*	5,24	2,31	0,27	0,760*	5,22	2,48
	Ап—Кв—Карб (180)	4,35	2,31	53	1,35	0,750*	4,37	2,35	—0,01*	0,773*	4,41	2,01
	Ап—Карб (64)	5,00	2,10	42	2,23	0,691	4,96	1,79	0,58	0,759*	5,00	1.92
	Хлоритовый комплекс (84)	0,31	0,20	64	0,83	0,780*	0,36	0,41	—1,80	0,711	0,30	0,09
	Дайки (16)	1,67	1,47	88	1,14	0.790*	1.62	1.36	0,48*	0,790*	1,70	1.48
	Песчаники (23)	0,70	0,60	86	1,54	0,730*	0,69	0,61	0,20*	0,843*	0,69	0,78
U ($n\cdot10^{-4}$ %)	Кв—Ап—Карб (n=240)	2,99	1,75	58	1,47	0,762	3,02	1,34	—0,51	0,762	2,98	1,70
	Ап—Кв—Карб (180)	2,80	1,54	36	0,98	0,780*	2,84	1,30	—0,35	0,786*	2.83	1,34
	Ап—Карб (64)	3,36	1,68	50	0,84	0.800*	3,40	1.08	—0,46*	0,803*	3,39	1.76
	Хлоритовый комплекс (84)	1,14	0,85	74	0,90	0,810*	1,11	1,29	—0,53	0,821*	1,06	0,73
	Дайки (16)	2,47	2,35	95	2,21	0.630	2,45	2,36	0,26*	0,777*	2,48	2,44
	Песчаники (23)	2,27	1,18	52	1,20	0,720	2,27	0,91	0,13*	0,771*	2,24	1,29
Th ($n\cdot10^{-2}$ %)	Кв—Ап—Карб (n=240)	0,58	0,39	67	1,67	0,730	0,63	0,43	—0,63	0,747	0.57	0,31
	Ап—Кв—Карб (180)	0,48	0,30	52	1,21	0,780*	0,48	0,34	—0,10*	0,809*	0,48	0,27
	Ап—Карб (64)	0,65	0,45	69	3,56	0,640	0,64	0,37	0,42*	0,803*	0,65	0,40
	Хлоритовый комплекс (84)	0,02	0,03	150	2,32	0.690	0,02	0,04	0,04*	0,843	0,02	0.03
	Дайки (16)	0,25	0,19	76	0,38*	0,810*	0,29	0,13	—0,62*	0,825*	0,25	0.12
	Песчаники (23)	0,08	0,07	87	1,01	0,790*	0,08	0,08	0,00*	0,841*	0.08	0,05
K (%)	Кв—Ап—Карб (n=240)	0,14	0,19	136	3,08	0,610	0,14	0,16	0,41	0,748	0,15	0.16
	Ап—Кв—Карб (180)	0,24	0,31	129	1,87	0,740	0,24	0,37	0,36	0,820*	0,25	0,27
	Ап—Карб (64)	0,10	0,11	110	2,56	0,640	0,10	0,08	0,86	0,659	0.10	0.08
	Хлоритовый комплекс (84)	2,89	1,67	58	0,61	0,790*	3,11	1,84	—1,14	0,765*	2,94	1,56
	Дайки (16)	4,21	2,59	61	2,47	0,590	4,14	1,82	1,21	0,696	4,54	0,84
	Песчаники (23)	3,67	0,91	25	—0,61*	0,810*	3,71	0,96	—1,14	0,764*	3,64	0,77

* Оценки, допустимые при нормальном распределении (P=95%).

Таблица 8.7

Содержание U и Th в фосфоритах ($n \cdot 10^{-4}$ %)

Типы фосфорных руд	Число образцов	U	Th	Источник
Фосфориты подводных окраин Перу и Чили	24	83,62	3,74	Батурин, 1978, табл. 45
Современные фосфориты шельфа Юго-Западной Африки	21	34,9	Не опр.	Там же, табл. 66
Современные фосфориты шельфа Чили	13	31,2	»	Там же, табл. 66
Океанские фосфориты шельфа Юго-Западной Африки	12	1,7—158	1,1—22	Там же, табл. 67
Океанские фосфориты шельфов Перу и Чили	19	51—182	0,0—9,0	Там же
Миоценовые конкреции подводного поднятия Чатам	2	124—241	1,1—1,3	»
Миоценовые конкреции Калифорнийского бассейна	10	37—73	4,5—43	»
Фосфоритовые месторождения Сибири:				
а) кремнистые доломиты ($P_2O_5 < 0,4\%$)	107	1,1—5,3	0,9—8,2	Лаубенбах и др., 1975
б) фосфоритизированные бедные известняки и доломиты ($P_2O_5 \simeq 1,5\%$)	56	0,2—8,7	1,1—7,9	Там же
в) мезозойская кора выветривания; богатые карстовые фосфориты	38	2,2—36,3	0,9—6,4	»
г) красно-бурые фосфатные глины и эпигенетические фосфориты ($P_2O_5 \approx 15\%$)	40	1,1—6,6	0,1—10,1	»
Желваковые фосфориты сеноманского яруса Русской платформы	5	20—50	Не опр.	Козлов, 1976
Хоперские кремневидные фосфориты	2	0,1—16,0	»	Там же
Фосфориты верхнедокембрийских, нижнекембрийских месторождений:				
а) карбонатные фосфориты месторождения I	21	19—276,0	»	Никольская, Тараанова, 1967
б) кремнистые фосфориты месторождения II	23	2—62,0	»	Там же

содержания тория устанавливаются и для дайкового комплекса Селигдара.

Высокая ториевость селигдарских руд однозначно отвергает гипотезу об их фосфоритовой природе как несостоятельную, ибо для фосфоритов характерны (табл. 8.7) как раз обратные соотношения — высокие содержания урана и низкие содержания тория. Этот геохимический факт твердо установлен и даже рекомендован [Лаубенбах и др., 1975] в качестве поискового признака на фосфориты. Напротив, для руд селигдарского типа именно ториевая аномалия может считаться надежным поисковым критерием при радиометрических и аэрогеофизических методах поисков.

Прототипы селигдарским породам по содержанию радиоэлементов следует искать среди пород с Th/U отношением >10. К таковым могут быть отнесены:

а) калиевая щелочно-базитовая формация с $Th = 26 \cdot 10^{-4}$% и $U = 6 \cdot 10^{-4}$% [Герасимовский, 1975];

б) карбонатиты, связанные с кимберлитами, имеющие $Th = 50 \cdot 10^{-4}$% и $U = 8,3 \cdot 10^{-4}$% [Илупин, Каминский, Францессон, 1978];

в) трахилипариты, липариты и дациты с колебаниями количества

Th от $20 \cdot 10^{-4}$ до $60 \cdot 10^{-4}$% и U от $4 \cdot 10^{-4}$ до $20 \cdot 10^{-4}$% [Шатков, Шаткова, 1975].

Основываясь на других данных, следует признать, что наиболее вероятными прототипами селигдарских руд должны считаться калиевые базиты и карбонатиты.

3. КОРРЕЛЯЦИЯ P_2O_5 И РАДИОЭЛЕМЕНТОВ (РЭ)

Исследование нелинейных регрессий типа $P_2O_5 = f$(РЭ) и РЭ $= f$ (P_2O_5) показало (табл. 8.8), что все регрессии имеют линейный характер. Оценки парных коэффициентов корреляции между РЭ и P_2O_5 в натуральном и логарифмическом масштабах, а также частных коэффициентов корреляции в логарифмическом масштабе приведены в табл. 8.9. Соответствующие дендрограммы корреляционных связей показаны на рис. 8.1.

Для всех изученных групп руд устанавливается один тип корреляционных комплексов. Теснее всего связаны P_2O_5 и Th, а U коррелируется в меньшей степени и с торий-фосфорным комплексом в целом. Комплекс радиоэлементов коррелируется с калием, но корреляция эта весьма незначительна.

Таблица 8.8

Индексы корреляции между радиоэлементами и фосфором по регрессионным полиномам с 1-й до 4-й степени

Разновидность	Степень	Тип регрессии					
		P/U	U/P	P/Th	Th/P	P/K	K/P
Кв—Ап—Карб (n=240)	1	0,63	0,62	0,71	0,71	0,01	0,01
	2	0,69	0,63	0,76	0,71	0,10	0,09
	3	0,69	0,63	0,76	0,72	0,09	0,09
	4	0,69	0,63	0,76	0,72	0,06	0,10
Ап—Кв—Карб (n=180)	1	0,63	0,63	0,79	0,78	0,30	0,30
	2	0,63	0,63	0,79	0,78	0,30	0,29
	3	0,63	0,63	0,79	0,79	0,30	0,28
	4	0,63	0,63	0,79	0,80	0,30	0,27
Ап—Карб (n=64)	1	0,57	0,56	0,69	0,69	0,41	0,41
	2	0,59	0,56	0,70	0,69	0,40	0,41
	3	0,60	0,55	0,70	0,68	0,39	0,42
	4	0,59	0,54	0,71	0,69	0,40	0,43
Дайки (n=16)	1	0,45	0,45	0,66	0,66	0,05	0,05
	2	0,58	0,47	0,69	0,66	0,22	0,30
	3	0,54	0,41	0,67	0,62	0,41	0,12
	4	0,48	0,29	0,65	0,57	0,37	0,55
Хлоритовый комплекс (n=84)	1	0,46	0,46	0,43	0,45	0,25	0,26
	2	0,48	0,49	0,44	0,60	0,23	0,24
	3	0,56	0,48	0,43	0,60	0,20	0,22
	4	0,56	0,48	0,42	0,60	0,23	0,19
Песчаники (n=23)	1	0,19	0,19	0,33	0,33	0,35	0,34
	2	0,31	0,19	0,29	0,42	0,28	0,37
	3	0,22	0,58	0,38	0,80	0,19	0,41
	4	0,03	0,58	0,38	0,80	0,12	0,36

Парные и частные первого порядка коэффициенты

Разновидность	r_{05}	n	$P_2O_5 \cdot U$				$P_2O_5 \cdot Th$				$P_2O_5 \cdot$	
			парный		частный, lg		парный, lg		частный, lg		парный	
			%	lg	$Th_{пост}$	$K_{пост}$	%	lg	$U_{пост}$	$K_{пост}$	%	lg
Кв—Ап—Карб	0,12	240	0,71	0,63	0,40	0,63	0,79	0,78	0,57	0,72	0,11	--0,02
Ап—Кв—Карб	0,15	180	0,61	0,63	0,15	0,60	0,77	0,79	0,61	0,76	0,30	0,30
Ап—Карб	0,24	64	0,62	0,57	0,13	0,52	0,79	0,79	0,49	0,64	0,41	0,41
Дайки	0,50	16	0,45	0,46	0,36	0,54	0,55	0,67	0,62	0,71	—0,23	—0,04
Хлоритовый комплекс	0,21	84	0,63	0,47	0,29	0,42	0,87	0,45	0,26	0,49	0,59	0,26
Песчаники	0,41	23	0,15	0,19	0,03	0,01	0,26	0,33	0,28	0,21	—0,20	0,35

В рудах торий распределен исключительно в апатите. Об этом свидетельствуют предельные по величине для применяемой методики коэффициенты корреляции P_2O_5 с Th (0,7—0,8), а также результаты радиографического анализа. Проведенное нами изучение распределений треков урана и тория в эмульсионных препаратах более 20 аншлифов апатитовых руд после двухнедельной экспозиции показало исключительную приуроченность специфических ториевых «звезд» к апатиту, а многотрековых «бород» к интерстиционным акцессорным минералам. Кроме того, единичные разноориентированные треки урана отмечены над полями всех рудообразующих минералов, в том числе и апатита. Таким образом, если торий распределен исключительно в апатите, то уран может концентрироваться как преимущественно в апатите (выборка с $n = 240$), так и вне его (в двух других группах руд).

Корреляционные дендрограммы дайкового и хлоритового комплексов протерозойских песчаников отличаются от дендрограмм рудных групп тем, что в них корреляция между U и Th выше корреляций этих элементов с P_2O_5.

В группе даек U и Th коррелируются весьма тесно. Их корреляционный коэффициент по величине предел для применяемой методики. Корреляция с фосфором на том же уровне, что и в группах руд. Элиминация одного из четырех изучаемых элементов не меняет парной корреляции других. В хлоритовом комплексе между элементами сохраняются те же взаимоотношения, но связи значительно ослаблены. В песчаниках протерозоя

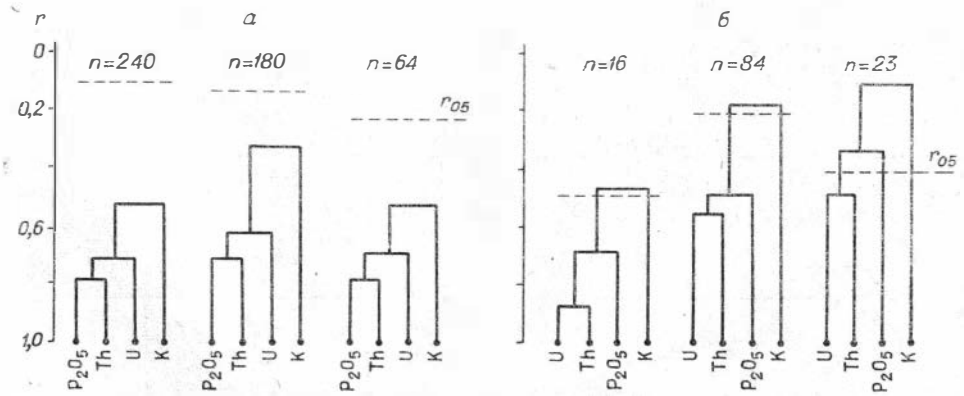


Рис. 8.1. Иерархия корреляционных связей радиоэлементов с фосфором в рудах (*а*) и породах (*б*) околорудного комплекса.

Таблица 8.9

корреляции (P_2O_5 и K — %; Th — $n \cdot 10^{-2}$; U — $n \cdot 10^{-4}$

K		Th·U				Th·K				U·K			
частный, lg		парный		частный, lg		парный		частный, lg		парный		частный, lg	
$U_{пост}$	$Th_{пост}$	%	lg	$P_2O_{5пост}$	$K_{пост}$	%	lg	$P_2O_{5пост}$	$U_{пост}$	%	lg	$P_2O_{5пост}$	$Th_{пост}$
0,03	—0,10	0,73	0,56	0,20	0,56	0,19	0,08	0,13	0,14	0,09	—0,07	—0,07	—0,13
0,16	0,07	0,76	0,73	0,48	0,70	0.31	0.33	0,16	0,18	0,34	0,29	0,13	0,07
0,33	0,24	0,73	0,73	0,57	0,70	0,32	0,32	0,11	0,24	0,32	0,27	0,04	0,01
—0,32	—0,34	0,86	0,88	0,87	0,67	0,11	0,30	0,45	—0,23	—0,17	0,46	0,53	0,41
—0,14	—0,33	0,89	0,56	0,44	0,61	0,85	0,80	0,23	0,31	0,56	—0,29	—0,20	—0,40
—0,30	—0,24	0,56	0,49	0,46	0,34	—0,54	—0,45	—0,23	—0,26	—0,59	—0,52	—0,49	—0,38

корреляция между P_2O_5 и радиоэлементами вообще не установлена, что может рассматриваться как свидетельство генетического отличия апатита этих песчаников от апатита селигдарских руд. И действительно, коэффициент корреляции P_2O_5 с радиоэлементами может иметь такое же классификационно-генетическое значение, как и другие статистики. По данным А. И. Лаубенбаха и др. [1975], для фосфоритов мезозойской коры выветривания и карстовых фосфоритов одного из месторождений Сибири устанавливается высокая положительная связь P_2O_5 с U ($r_{P,U}$ = 0,78—0,84) и значимая отрицательная связь с K ($r_{P,K}$ = — 0,53—0,68), а что касается Th, то его связь с фосфатным веществом вообще не проявляется ($r_{P,Th}$ = = 0,13—0,08). Отсюда следует, что повышенная радиоактивность фосфоритов связана скорее всего с ураном, нежели с торием и калием, концентрации

Таблица 8.10

Уравнения нелинейной регрессии типа $P_2O_5 = f$(РЭ)

Разновидность	Масштаб	Индекс корреляции	Уравнение
Кв—Ап—Карб (n=240)	%	0,83	$P_2O_5=3,0+0,12U^2+4,62Th^2-0,01U^3-1,6Th^3$
	lg %	0,81	$P_2O_5=0,89-0,5U+1,2Th+1,15Th^2+0,15K^2+0,65U^3+$ $+0,67Th^3+0,07K^3-0,97U\cdot Th$
	%	0,82	$P_2O_5=1,77+1,13R$*
Ап—Кв—Карб (n=180)	%	0,80	$P_2O_5=2,18U+2,76Th-0,52U^2+0,5U^3-1,02U\cdot K+6,63Th\cdot K$
	lg %	0,80	$0,47+0,93U-0,56U^2+0,21Th^3+0,91U\cdot Th$
	%	0,77	$P_2O_5=1,00+1,26R$
Ап—Карб (n=64)	%	0,79	$P_2O_5=4,17-121K^2+167K^3+26,45Th\cdot K$
	lg %	0,73	$P_2O_5=0,85+0,24K+0,51U\cdot Th-0,826U\cdot K$
	%	0,79	$P_2O_5=2,24+0,81R$
Дайки (n=16)	%	0,93	$P_2O_5=1,40K-0,58K^2-0,08U^3+0,06K^3+3,85U\cdot Th$
	lg %	0,95	$P_2O_5=6,33U-0,27K-8,25U^2+3,28U^3+4,83U\cdot Th$
	%	0,84	$P_2O_5=4,59-6,94R+3,49R^2-0,41R^3$
Хлоритовый комплекс (n=84)	%	0,74	$P_2O_5=0,14+9,76Th+0,09U^2-0,03U^3-230,76Th^3-1,17Th\cdot K$
	lg %	0,54	$P_2O_5=-0,26+0,03Th^3-0,75K^3$
	%	0,22	$P_2O_5=-0,1+0,74R-0,29R^2$
Песчаники (n=23)	%	0,50	$P_2O_5=16,19Th-58,55Th^2$
	lg %	0,34	$P_2O_5=-0,18Th^3+0,22U^3$
	%	0,20	$P_2O_5=0,05+0,46R$

*R — суммарная радиоактивность.

которых, как правило, в 2—3 раза ниже кларковых и обнаруживают прямую зависимость от содержания Al_2O_3 ($r_{Th,Al_2O_3} = 0{,}61$; $r_{K,Al_2O_3} = 0{,}94$), в свою очередь отрицательно коррелирующегося P_2O_5 с ($r_{P,Al_2O_3} = -0{,}68$). Это лишний раз опровергает возможное предположение о фосфоритовой природе Селигдарского месторождения.

Возможная историко-петрологическая интерпретация корреляционных взаимоотношений фосфора с радиоэлементами на Селигдарском месторождении может быть сведена к следующему. Дайковый комплекс можно рассматривать как модель первичных взаимоотношений радиоэлементов и фосфора в рудах и генетически связанных с ними породах.

Эта модель характеризуется высокой корреляцией между U и Th и независимостью корреляций с P_2O_5 любого радиоактивного элемента от двух других. Следовательно, если, например, в породе с такой модельной корреляцией изменяется содержание U, то это не сказывается на корреляции Th с P_2O_5. Этот корреляционный комплекс остается устойчивым и не изменяет тесноту корреляционной зависимости. Совпадение тесноты корреляционной зависимости Th с P_2O_5 в рудах и дайках и уменьшение Th/U корреляции в рудах по сравнению с дайками хорошо согласуются с предположением о реликтовом характере апатита в рудах и установлением в целом для руд соотношения U и Th, характерного для апатита.

Почти исключительная приуроченность тория к апатиту в рудах Селигдара имеет не только генетическое, но и практическое значение. Для предсказания возможных концентраций P_2O_5 по выделяемым радиоактивным аномалиям предназначены уравнения табл. 8.10.

4. УРАН И ТОРИЙ В АПАТИТЕ

Среди изоморфных примесей в апатите обычны редкие земли (см. гл. 4) и уран, способам и условиям вхождения которых в апатит посвящено множество публикаций. А о тории в апатите известно совсем немного. До 1960 г. можно обнаружить, пожалуй, лишь один хрестоматийный пример — редкоземельный апатит из магнетитовой руды Майнвилла, содержащий 0,15% ThO_2 [Ляхович, 1968]. Этот анализ приводится во всех монографиях, где идет речь о тории в фосфате кальция. Однако здесь в апатите присутствуют вростки бастнезита и монацита [Дир, Хауи, Зусман, 1966]. В 1968 г. появились указания на содержание в апатите 0,8% ThO_2 в образце из пегматита нефелиновых сиенитов Ловозера и 0,6% ThO_2 в апатите из щелочного пегматита Алдана [Васильева, 1968]. Эти факты, однако, не прокомментированы автором публикации. Примерно в то же время стало известно о торийсодержащих апатитах из своеобразных фосфатных метасоматических тел пластообразной, линзовидной, жильной или трубообразной формы, развитие которых связывается с проникновением фосфатоносных гидротермальных растворов в пелитоморфные известняки [Белов, 1968].

Формы нахождения урана и тория в апатитоносных телах недостаточно изучены, однако предполагается, что помимо вхождения в минералы урана и тория некоторая часть от общего количества этих элементов замещает кальций в структуре фторапатита.

Возрастание коэффициента корреляции тория и фосфора с увеличением торий-уранового отношения объясняется появлением существенно ториевых генераций апатита. Этот вывод хорошо согласуется с результатами фазового динамического выщелачивания тория из фторапатита [Сыромятников, Трофимова, 1965]. Таким образом, приведенные в табл. 8.11 оценки средних содержаний урана и тория в апатитах Селигдара (генеральное среднее содержание в апатитах рудного комплекса Селигдара составляет $\widehat{Th} = 0{,}0506 \pm 0{,}0104\%$ и $\widehat{U} = 0{,}0015 \pm 0{,}0003\%$), хорошо

Таблица 8.11

Оценки средних содержаний U и Th в апатитах ($n \cdot 10^{-4}$ %) разных породных групп Селигдарского месторождения, по данным регрессионного анализа при P_2O_5=40,5%

Разновидность	Число анализов	U				Th				Th/U
		Коэффициенты уравнения (lg P_2O_5)		Индекс корреляции	Среднее	Коэффициенты уравнения (lg P_2O_5)		Индекс корреляции	Среднее	
		a	b			a	b			
Кв—Ап—Карб	240	—0,175	+0,856	0,62	15,88	—1,073	+1,099	0,71	574,5	36,2
Ап—Кв—Карб	180	—0,0408	+0,7219	0,63	13,17	—0,989	+0,993	0,78	404,7	30,7
Ап—Карб	64	—0,092	+0,840	0,57	18,12	—0,963	+1,052	0,69	534,5	29,5
Дайки	16	0,222	+0,456	0,45	9,01	—0,902	+1,016	0,66	538,4	59,8

совпадающие с оценками по прямым наблюдениям [Энтин и др., 1975], не являются минералогическим исключением. Значительные изоморфные количества тория в апатите известны в эндогенных месторождениях щелочного типа. Уже давно известно [Altschuler e. a., 1958], что в карбонат-фторапатитах осадочных пород содержится значительно больше урана, чем тория, а в апатитах магматических пород содержание тория в 3—4 раза превышает концентрации урана. Эта тенденция настолько отчетливо проявляется на множестве примеров, что привела А. А. Смыслова к заключению: «...низкое содержание тория является характерной особенностью осадочных фосфоритов и резко отличает их от апатитсодержащих гидротермальных тел, которым необоснованно приписывается осадочный генезис» [Смыслов, 1974].

Присоединяясь к этому заключению, В. М. Гавшин и др. [1974] добавляют, что оно вполне справедливо лишь для морских фосфоритов, не испытавших существенных постседиментационных преобразований. Карбонат-фторапатиты из лагунных терригенно-пирокластических толщ, отличающиеся от морских фосфоритов повышенной концентрацией урана, содержат также больше тория — сотые доли процента, а в единичном случае — до 0,1—0,8%. Но и здесь торий-урановое отношение чаще всего меньше единицы. Авторы настоящей работы считают, что причиной повышенного содержания тория в описанном примере является наличие пирокластики и оценка торий-уранового отношения в континентальных фосфоритах должна учитывать долю в них эндогенного вещества.

Сказанное весьма недвусмысленно отвергает осадочную гипотезу образования Селигдарского месторождения и подчеркивает его эндогенный генезис и щелочной характер.

5. СВИНЦОВО-ТОРИЕВЫЙ АБСОЛЮТНЫЙ ВОЗРАСТ АПАТИТА

В селигдарских рудах содержится достаточно тория (см. табл. 8.11), чтобы попытаться датировать процесс образования торие носных апатитов по соотношению элемента-родоначальника (Th^{232}) и конечного продукта радиоактивного распада (Pb^{208}). В табл. 8.12 приведены содержания тория, свинца и его изотопов, превышающие $30 \cdot 10^{-4}$% Th и отобранные из совокупности 150 анализов. Торий и свинец определялись рентгеноспектральным методом, изотопы свинца — по сверхтонкой структуре спектральных линий (СТС) на установке УИСА-64М в геологической экспедиции Мингео СССР. При этом способе определения изотопов точность анализа составляет 20% для Pb^{208} и 50% для Pb^{204}. Тем не менее изохронный способ расчета абсолютного возраста [Соботович, 1970] позволяет в какой-то

Таблица 8.12

Результаты рентгеноспектрального и изотопно-свинцового анализов апатитовых руд

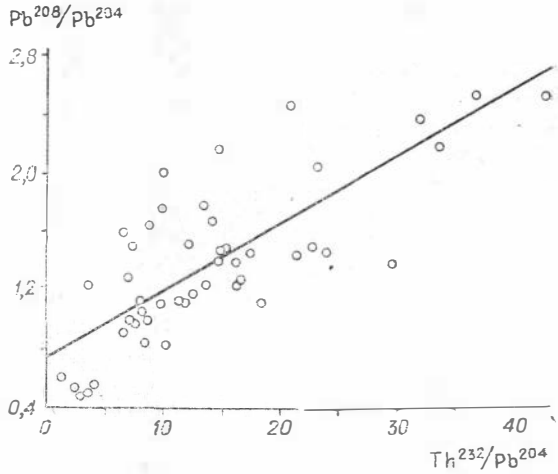
Номер пробы	P_2O_5, %	Содержание, $n \cdot 10^{-4}$ %			Содержание, отн. %				$\frac{Pb^{208}}{Pb^{204}}$	$\frac{Th}{Pb^{204}}$
		U	Th	Pb	Pb^{208}	Pb^{207}	Pb^{206}	Pb^{204}		
				Скважина 79						
4059	3,45	3,99	46,7	10	64,2	14,2	20,9	0,72	89,17	648,6
4119	5,24	5,87	49,48	37	58,2	17,5	23,3	1,00	58,20	133,7
4126	8,16	7,79	121,48	26	62,4	14,9	21,5	1,16	53,79	402,8
4135	4,68	3,84	54,39	9	69,2	11,2	18,9	0,71	97,46	851,2
4144	5,76	5,10	94,28	29	56,8	18,5	23,5	1,22	46,56	266,5
4145	5,64	5,11	88,51	21	58,3	17,6	22,9	1,20	48,58	351,2
4437	4,02	3,91	63,93	16	71,3	10,4	17,8	0,56	127,32	713,5
4462	3,49	3,24	54,78	26	73,6	9,2	16,6	0,60	122,67	351,1
4463	3,93	5,40	66,42	9	74,5	9,3	15,5	0,66	112,88	1118,2
4466	6,54	6,92	107,27	33	77,0	7,6	14,9	0,49	157,14	663,4
4477	5,69	6,55	96,38	17	76,3	8,0	15,3	0,43	177,44	1318,5
4489	5,40	1,31	34,12	6	64,3	14,4	20,6	0,58	110,96	980,5
4500	7,27	5,76	92,89	15	73,7	10,0	15,8	0,44	167,50	1407,4
4502	4,87	4,11	54,66	7	75,1	8,3	16,1	0,54	139,07	1446,0
4512	6,23	3,71	76,11	9	77,2	7,0	15,1	0,62	124,50	1364,0
4513	4,65	4,40	52,04	14	76,0	7,9	15,7	0,38	200,00	978,2
				Скважина 80						
4214	6,78	5,83	81,37	7	71,6	10,3	17,6	0,49	146,12	2372,3
4323	13,66	9,58	178,49	30	75,4	7,7	16,4	0,50	150,80	1189,9
4346	7,32	4,69	84,56	23	75,1	7,6	16,8	0,51	147,25	720,9
4356	7,89	7,37	91,04	21	77,7	6,0	15,8	0,44	176,59	985,3
4363	10,75	7,24	172,1	15	76,7	7,5	15,3	0,51	150,39	2249,7
4364	7,59	4,03	97,96	9	76,9	6,9	15,9	0,30	256,33	3628,1
4388	5,04	4,29	59,54	6	75,3	7,8	16,2	0,62	121,45	1600,5
4391	6,69	4,15	79,08	15	72,8	9,7	16,9	0,65	112,00	811,1
4396	6,38	2,90	89,15	9	75,6	7,9	16,0	0,60	126,00	1650,9
4399	6,17	5,11	94,96	11	72,9	9,4	17,2	0,50	145,80	1726,5
4602	6,98	4,26	105,47	13	77,1	7,8	14,4	0,65	118,61	1248,2
4603	6,88	5,50	69,91	20	68,8	11,6	18,3	1,33	51,73	262,8
4608	4,46	5,78	109,37	13	75,6	8,5	15,5	0,37	204,32	2273,8
4624	3,63	3,30	46,02	8	73,5	8,7	17,1	0,71	103,52	810,2
4628	4,23	2,22	56,91	9	76,4	7,9	15,4	0,31	246,45	2039,8
4629	6,28	5,38	99,39	19	74,4	8,7	16,2	0,76	97,89	688,3
4635	4,07	3,66	51,45	10	65,7	13,4	20,2	0,68	96,62	756,6
4642	4,32	2,73	50,44	7	72,4	9,3	17,4	0,88	82,27	818,8
				Скважина 74						
5130	5,90	1,79	48,61	6	70,0	11,3	18,2	0,51	137,25	1588,6
5136	14,80	6,53	143,3	12	71,2	10,4	17,8	0,65	109,54	1837,4
5141	5,06	2,23	66,11	6	74,4	9,1	16,0	0,52	143,08	2118,9
5151	4,02	4,32	77,22	20	72,6	9,4	17,6	0,44	165,00	877,5
				Скважина 73						
4533	13,49	9,78	212,54	25	67,2	13,4	18,6	0,82	81,95	1036,8
5516	4,26	0,15	60,75	6	76,2	7,8	15,7	0,32	238,12	3164,1
5531	8,17	3,28	92,61	12	72,2	10,3	16,8	0,65	111,08	1187,3
5537	15,30	6,47	378,23	28	81,5	6,0	12,1	0,32	254,69	4221,3
5540	5,22	3,00	71,77	6	79,0	6,5	14,1	0,36	219,44	3322,7
5546	6,33	5,48	98,52	20	73,3	8,7	17,7	0,34	215,59	1448,8
5549	5,26	1,68	75,25	10	76,0	8,4	15,1	0,52	146,15	1447,1

мере погасить ошибку индивидуальных наблюдений. Расчет изохроны по методу наименьших квадратов дал следующие результаты (рис. 8.2):

$$Pb^{208}/Pb^{204} = Y; \; Th^{232}/Pb^{204} = X;$$

$$\bar{Y} = 137{,}58; \; \bar{X} = 1357{,}3; \; S_Y = 54{,}92; \; S_X = 907{,}69;$$

Рис. 8.2. Свинцово-ториевая изохрона.



$$Y' = 73{,}44 + 0{,}0472X;$$
$$r_{XY} = 0{,}781.$$

Доверительный интервал коэффициента прямолинейной регрессии [Лукомский, 1958, с. 285] вычислялся как

$$S_b = \left[\left(S_Y\sqrt{1 - r_{XY}^2}\right) / \left(S_X \cdot \sqrt{n}\right)\right] \cdot t,$$

где $\bar{Y}$, $\bar{X}$ — средние значения функции и аргумента;
S_Y, S_X — соответствующие им стандартные отклонения;
r_{XY} — парный коэффициент корреляции;
n — число парных определений свинца и урана. Подстановка соответствующих данных в эту формулу показывает, что коэффициент прямолинейной регрессии может изменяться в пределах от 0,036 до 0,058. Интерпретация этих величин по известной номограмме [Войткевич, 1961] дает возрастной интервал (в млн. лет) от 720 до 1140 со средним 930, что соответствует верхнему протерозою.

Достаточно высокие коэффициенты корреляции между U и Th, Th и P_2O_5, Th и Pb^{208} позволяют считать этот возраст возрастом образования пород.

Глава 9

МАГМАТОГЕННО-МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ГИПОТЕЗА ОБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Формула гипотезы. В позднем протерозое на Селигдаре сформировался щелочно-базитовый калиевый интрузивный комплекс центрального типа. Комплекс гомодромно эволюционировал от кимберлито-перидотитов до минетт и сиенитов. Ранние перидотито-миссуритовые фазы комплекса содержали в среднем 4—6% P_2O_5, а в шлирах до 20% P_2O_5. На завершающем этапе интрузивной деятельности при формировании шонкинитов и дайкового комплекса содержание P_2O_5 не выходило за рамки концентраций, характерных для шонкинитов. Однако на этом этапе происходит дифференциация шонкинитового расплава на алюмосиликатную расплавную и водно-углекислокальциевую пневматолитовую фазы. Пневматолиз завершил формирование комплекса. Первые его порции имели существенно углекисло-водный состав и привели к зеленокаменному перерождению пород и некоторой доломитизации. При более низких температурах (400—500°С) началось проявление резко нарастающего карбонатного автометасоматоза, обусловившего дальнейшую доломитизацию и последующую кальцитизацию пород. Во время метасоматоза фосфор был инертен. Инфильтрация пневматолитовой фазы через породы комплекса привела к выносу из них щелочей, кремния и в конце процесса магния с образованием во вмещающих породах калишпатовых, окварцованных, волластонитовых метасоматитов и зон базификации. При метасоматозе фосфор проявлял

инертное поведение. Магматические карбонаты могли иметь место как составные части перидотито-миссуритов. Характерный цвет апатита обусловлен гематитизацией симплектитового магнетита и пироксена, а также заполнением трещин и плоскостей спайности апатита гематитом, образующимся при разложении силикатов.

Обоснование отдельных положений.

1. Гетерогенность минеральных и породных ассоциаций. Под микроскопом во всех зеленокаменных породах и силикатно-доломитовых метасоматитах устанавливается смена высокотемпературного парагенезиса ($Пл_{90-60}$ + Рог + Мпи(?) + Ол + Орт) низкотемпературным, главными компонентами которого являются белые слюды, хлориты и карбонаты.

Доказательство гетерогенности породных ассоциаций можно видеть в наличии непрерывных рядов — ассоциаций, в которых крайние члены отчетливо гетерогенны: в зеленокаменных породах есть высокотемпературные ксенобласты, а кальцитовые метасоматиты образовались в интервале 300—400°С.

2. Интрузивная природа зеленокаменных породных групп. Главное доказательство в сходстве составов зеленокаменных породных групп с соответствующими породными группами якокутского и инаглинского комплексов, а также со средними по Дэли. Ассоциация квазиинтрузивных породных групп и дайкового комплекса совпадает с ассоциациями породных групп якокутского и инаглинского интрузивных комплексов. Изменение отношения Fe/(Fe + Mg) в ряду породных групп 11, 5, 12, 3, 2 и 1 возрастает от 0,36 до 0,59 параллельно с увеличением щелочности пород, что является одним из важнейших признаков изверженных пород известково-щелочного ряда.

Показательно также, что зеленокаменные породы часто картируются в рудном теле (по данным бурения) как дайки и штоки. Штокообразная форма первично-магматического (впоследствии замещенного доломитом) тела, рассекаемого профилем II—II, вскрыта на тренд-карте MgO. Весьма симптоматично наличие кальдеры проседания, столь характерной для большинства центральноинтрузивных комплексов и мезозойских вулканических аппаратов Алдана.

Высокотемпературный, свойственный лишь магматическим интрузивным породам, характер минералов ранней генерации также может служить обоснованием их интрузивного генезиса. Это прежде всего ассоциация анортита с ортоклазом, соответствие по содержанию Al роговой обманки группе роговых обманок из гранулитовой фации, а биотита — биотитам магматических пород (среди метаморфических пород аналогов не найдено). По общей железистости биотиты Селигдара попадают в область биотитов из метабазитов, по соотношению общей железистости и глиноземистости они попадают в область, промежуточную между шонкинитами и портландит-пикритами; по железистости и алюминиевости в присутствии кварца биотиты Селигдара могут быть отнесены к биотитам амфиболитовой фации. Характер корреляции между основностью плагиоклаза и железистостью роговой обманки (низкая железистость в ассоциации с лабрадор-анортитом) типичен для магматических пород. И наконец, высокотемпературный (кимберлитово-эксплозивный) тип упорядоченности апатита.

3. Калиевый щелочно-базитовый тип ассоциации квазиинтрузивных породных групп. Кроме совмещения их на петрохимической диаграмме с калиевыми базитами мезозойских комплексов и соотношения средних содержаний щелочей (что можно объяснить и метасоматозом, ассимиляцией и т. п.) есть факторы, свидетельствующие о калиево-базитовом типе всех составляющих породу минералов. Среди них отметим широкое развитие титаномагнетита, распределение в апатите редкоземельных элементов и других элементов-примесей, четко выраженную ториевую специализацию апатита (что наиболее характерно для щелочных базит-ультра-

базитов и связанных с ними карбонатитов). Кроме того, обогащенность апатитом едва ли не самая главная металлогеническая черта тонкинитоидов. Это отмечал А. Н. Заварицкий для калиевых базитов комплекса Хайвуд в США, это же явствует из сводки С. М. Кравченко, Е. В. Власовой [1962] по акцессорным минералам щелочных пород Алдана: если содержание апатита в нефелиновых сиенитах принять за 1, то в других разновидностях щелочных пород оно изменяется от 1 до 5, а в тонкинитах достигает 51 и в абсолютных величинах колеблется от 13 до 69 кг/т.

4. Обогащенность ранних фаз перидотит-миссуритового состава апатитом на протомагматической стадии вытекает из отсутствия в этих породных группах признаков метасоматоза и карбонатизации: для них характерны кимберлитовые и карбонатитовые (магматические) корреляционные комплексы, а содержания CaO и CO_2 — в пределах нормы для эталонов якокутского комплекса. Против предположения о магнезиальном метасоматозе (по типу магнезиальных скарнов) кроме равного в них соотношения щелочей, малого содержания железа свидетельствует и распределение магния. Главная петрохимическая особенность магнезиальных скарнов [Мурзаев, 1974, с. 145] в переменном содержании MgO в разных зонах (породных группах), магний мигрирует из магнезиально-карбонатных пород с высоким потенциалом магния в сторону силикатных пород с низким потенциалом магния. Распределение же MgO в породных группах Селигдара иное. Содержание MgO в парагенетических рядах породных групп одинаковое до силикатно-доломитовых метасоматитов включительно и соответствует миссурит-перидотитам.

5. Обособление на более поздних этапах становления комплекса пневматолитового водно-известкового флюида выводится из его комплементарности породным группам 1, 2, 3, пересыщенным Al_2O_3 согласно карбонатитовому типу дифференциации. При этом не происходит существенного обеднения этих групп P_2O_5 = 0,4—0,5%, что соответствует среднему уровню P_2O_5 в якокутских тонкинитах. Следовательно, и нет причин ожидать обогащения пневматолитовой фазы пятиокисью фосфора.

6. Наиболее вероятен магматический карбонат в 5-й породной группе, в которой при общем магматическом петрохимическом облике наиболее высокое по сравнению с квазиинтрузивными породами содержание CO_2 — 13%.

7. Наличие постмагматического углекислого метасоматоза подтверждается:

— изменением химизма в парагенетических рядах породных групп, отражающим увеличение роли карбоната за счет алюмосиликатов, по типу совпадающим с изменением химизма пород карбонатитовых комплексов от наиболее высокотемпературных калишпатовых к маломинеральным кальцитовым метасоматитам с цеолитами;

— четко фиксируемым антагонизмом карбонатного иона со всеми остальными корреляционными комплексами;

— обильными инъекциями карбонатного материала во все минералы высокотемпературного парагенезиса (в том числе и апатита) и в относительно железистые белые слюды и хлориты;

— резким различием в содержаниях редких земель и тория в апатите и карбонате;

— петрохимическими особенностями контакта доломитовых и кальцитовых метасоматитов.

8. В метасоматическом процессе выделяются две стадии:

— низкобарическая высокотемпературная, венчающаяся завершением доломитизации щелочных базитов;

— высокобарическая низкотемпературная, знаменующая замещение доломитов кальцитовыми метасоматитами.

Карбонатному метасоматозу сопутствовало образование двух генераций белых слюд и хлоритов: железистых и магнезиальных. Магнезиаль-

ные хлориты отчетливо развиваются по относительно железистым. Такие же взаимоотношения и у разновидностей белых слюд. Наличие двух разновидностей белых слюд и хлоритов позволило выделить две стадии углекислого метасоматоза. Температура образования магнезиальных ассоциаций лежит в интервале 400—250°С. Минимальный предел устанавливается по ассоциации альбита с кварцем и адуляром, характерной для жилок, секущих кальцитовые метасоматиты.

9. Протомагматическое происхождение апатита обосновывается главным образом такими фактами:

— попаданием ряда образцов селигдарского апатита в область высокотемпературных магматических апатитов по параметрам его микрокристалличности; при отчетливо положительных результатах проверки температурной информативности этого метода на специально выполненных нами модельных экспериментах и вполне убедительном эмпирическом доказательстве реализации этих закономерностей в природе метод температурной характеристики апатита по его абсолютной величине микрокристалличности дает весьма существенные петрологические аргументы;

— примесным составом апатита;

— характерными магматическими (с MgO и Fe_2O_3) корреляционными комплексами апатита и в зеленокаменных породах, и в рудах;

— отсутствием расплавных включений, которое не может служить аргументом в пользу немагматической природы апатита и вообще (чисто по логическим законам), и в частности, так как селигдарский апатит испытал многократную перекристаллизацию; такие включения можно попытаться найти только во фракции $<0{,}06$ мм, имеющей логнормальный (первичный) характер распределения и не испытавшей перекристаллизации;

— отчетливо проявленной отрицательной связью между CO_2 и P_2O_5 в рудах; особенно отчетливо этот процесс виден в шлифах: жилки карбоната дренируют, распирают по спайности, разрывают и деформируют кристаллы апатита, но ни разу не наблюдался апатит в жилках по какому-нибудь минералу или в интерстициях;

— наличием эпитаксических срастаний апатита с игольчатым фемическим силикатом, что характерно для фаз, кристаллизующихся из расплава.

10. Инертное поведение фосфора при метасоматозе фиксируется по отсутствию корреляционных комплексов CO_2 с P_2O_5, т. е. статистически не подтверждается высказываемая почти всеми исследователями в каком-либо виде мысль о том, что апатит привнесен вместе с карбонатами при метасоматозе. На этот счет можно сказать «да» лишь для групп пород с «нормальным» для шонкинитоидов содержанием CaO, т. е. с кимберлитовым, магматическим типом корреляционных комплексов, и категорическое «нет» — для пород с повышенным содержанием CaO.

Интересно также изменение содержаний P_2O_5 в породных группах селигдарского комплекса, когда увеличение CaO не приводит к увеличению P_2O_5. Напомним, что постоянство концентраций P_2O_5 устанавливается и в объединенной метасоматической колонке карбонатитов по В. С. Самойлову. Аналогичный эффект установлен и для магнезиальных скарнов Алдана. Так что Селигдарское месторождение в этом отношении не является исключением.

11. Шлировая природа породных групп комплекса богатых руд выводится из того, что по содержанию других породообразующих окислов, главным образом железа и магния, эти породы не отличаются от других породных групп Селигдара. Это те же породы, но обогащенные апатитом, и, как видно, другими акцессориями, о чем может свидетельствовать резкое увеличение содержаний Cu и Ni в карбонатном комплексе, выявляемое нелинейной регрессией при увеличении содержаний P_2O_5 до 19%.

12. Характерная окраска апатита в цвета́ красной части спектра обусловлена включениями гематита, который образовался за счет:

— разложения эпитаксических вростков железо-магнезиальных силикатов; этот вывод основан на балансе избыточного железа, магния и кремния в апатитах Селигдара при сравнении микрозондовых анализов с химическими и селигдарских апатитов с апатитами других формаций;

— высвобождающегося железа при замещении высокотемпературных парагенезисов низкотемпературными;

— гематитизации эпитаксических вростков титаномагнетита в апатите, обычной для ультраосновных пород;

— изоморфного вхождения железа в апатит (возможно, до 4%), но в этом случае следовало бы ожидать увеличения общего содержания железа в породе, чего не наблюдается, хотя такое увеличение могло оказаться в пределах доверительных интервалов.

Признавая (гипотетически) возможность реализации двух последних пунктов, авторы, однако, не нашли аргументов, свидетельствующих в их пользу.

13. Возраст интрузии датируется по свинцово-ториевому методу и рассчитан по весьма представительному материалу, взятому с глубоких горизонтов четырех скважин, что позволило избавиться от гипергенных изменений. Высокий ($r = 0{,}8$) коэффициент корреляции между Pb^{208}/Pb^{204} и Th^{232}/Pb^{204} при 45 наблюдениях — солидная гарантия типичности вскрытых отношений для всего месторождения.

Обсуждение того, к какой именно фазе образования месторождения относится полученный возраст — к моменту интрузии или карбонатизации, не принципиально, так как величина доверительного интервала почти в 400 млн. лет достаточно велика и должна удерживать от любых детализаций. Отрывать же интрузию от карбонатизации почти на 0,5 млрд. лет также нет оснований. Таким образом, точность наблюдения абсолютного возраста по примененному методу не позволяет датировать начало и конец процесса. Датировка относится в целом к петрологическому акту образования Селигдарского месторождения.

Позднепротерозойский свинцово-ториевый возраст гармонирует с находкой изученных В. М. Белоусовым ксенолитов в рудном теле нижнепротерозойских песчаников (иногда с апатитом, отличающимся от селигдарского низкой ториевостью) и освобождает от необходимости предполагать экзотические способы попадания этих песчаников в рудное тело при принятии раннепротерозойского или еще более древнего возраста Селигдара. Однако таковой маловероятен, несмотря на выводы гл. 2 настоящей работы. И вот почему.

В табл. 2.2 апатит Селигдара представлен тремя оценками возраста по изотопам свинца, причем принят как наиболее вероятный возраст по урановым свинцам, которых содержится в среднем в 10 раз меньше, нежели ториевых, и поэтому возраст по ториевому свинцу должен содержать меньше методических ошибок и, следовательно, быть более вероятным. С другой стороны, поскольку торий содержится только в апатите, то как раз ториевый возраст и дает возраст апатита. Но если даже масс-спектрометрические определения изотопов обсуждаемых трех оценок настолько точны, что дают возможность устанавливать возраст при содержании в породах урана лишь в 4-м знаке, то урановые возрасты должны давать сходящиеся результаты по всем трем приведенным урановым методам. Однако этого нет. Близость же всех трех оценок возраста по отношению Pb^{204}/Pb^{206} между собой не должна гипнотизировать, ибо такое же совпадение оценок получается и по соотношению Pb^{207}/U^{235}, кстати сказать согласующихся с нашими данными.

Большинство же оценок по флогопитам из контакта с рудным телом и биотиту некорректны по выбору объекта изучения — эти флогопиты могут принадлежать вмещающим породам, имеющим возраст, совпадающий с определениями по данным флогопитам. А вот возраст хлорита и калишпата из метасоматита — минералов, образование которых непосредст-

венно связано со становлением селигдарских апатитовых пород, согласуется с принимаемыми нами оценками.

Таким образом, данные табл. 2.2 принципиально не противоречат принятию позднепротерозойского возраста Селигдара.

14. Принадлежность селигдарского комплекса к формации щелочных интрузий подтверждается наличием у него всех основных качеств этого формационного типа:

— приуроченности к зоне пересечения глубинных разломов;

— кольцевого строения поперечного сечения (кольцевое расположение сателлитов и тел метасоматитов, наличие кольцевого приконтактового ореола зеленокаменных пород и др.);

— трубкообразной формы месторождения;

— верхнепротерозойского возраста;

— щелочно-базитового состава пород;

— геохимической специализации.

15. В пользу магматической гипотезы образования месторождения свидетельствует сходство составов части апатитсодержащих пород Селигдара с составами апатитовых руд Ошурковского месторождения. Речь идет о квазиинтрузивных породных группах № 1, 5, 11 и 12, которые по целому ряду петрохимических приемов установления первичного состава метаморфитов и метасоматитов идентифицируются как ультраосновно-основные породы щелочного ряда калиевой специализации. При этом породные группы 11 и 12, отличающиеся наиболее выраженным щелочно-калиевым характером, по содержанию P_2O_5 относятся к рудам, то есть часть руд Селигдарского месторождения имеет щелочно-базитовый состав. Апатитовые руды аналогичного состава известны и на Ошурковском месторождении. Более того, наши данные, которые подробно будут изложены в последующих публикациях, позволяют считать, что все руды Ошурковского месторождения относятся к калиевым щелочным базитам. Месторождение представляет собой штокверк дайкоподобных тел дискретного состава в диапазоне от мельтейгитов до эссекситов и шонкинитов. Бытующее в литературе определение этих пород как «апатитоносные диориты» основано на петрографическом недоразумении: авторам этого термина показалось диссонансом нахождение олигоклаза в ассоциации с пироксенами и большим количеством железо-магнезиальных минералов, хотя эта ассоциация обычна для щелочных габброидов. Полученные нами данные по всем изученным признакам составов пород и минералов отрицают какое-либо влияние процессов гранитизации на формирование повышенных скоплений апатита. Ошурковские руды — это типичные магматические породы, лишь слегка метаморфизованные (актинолит, биотит, хлорит) баргузинскими гранитоидами.

Таким образом, наличие среди селигдарских руд таких разновидностей, которые по составу сопоставимы с калиевыми щелочными габброидами,— едва ли не ключевой факт для понимания генезиса Селигдарского месторождения. Аналогия подчеркивается и однотипностью средних и максимальных содержаний P_2O_5 в обоих месторождениях.

16. Периклинальное строение Селигдарского месторождения, выявленное в результате тектоно-физического анализа макротрещиноватости и директивных структур Т. Ю. Боярко и В. М. Белоусовым (в печати), и сопоставление фактического поля напряжений с теоретическими расчетами свидетельствуют в пользу модели с внедрением сферической вершины интрузивного тела диаметром 1—1,5 км в упругое полупространство на глубине 0,5—1,5 км от современного уровня дневной поверхности.

Все эти особенности без труда позволяют определить формационную принадлежность. И тем не менее Селигдарское месторождение уникально. Оно уникально как тем, что среди центральных интрузий Алдана нет калиевых комплексов столь невысокой общей щелочности базальтоидного типа, так и тем, что неизвестны подобные скопления апатита.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ, ПРИНЯТЫХ В КНИГЕ

Аб — альбит
Ад — адуляр
Акт — актинолит
Амф — амфибол
Ан — анортит
Ант — антигорит
Ап — апатит
Би — биотит
Гем — гематит
Гип — гиперстен
Гр — гранат

Ди — диопсид
Дол — доломит
Ждр — жедрит
Ил — ильменит
Ка — кальцит
Карб — карбонат
Кв — кварц
Клц — клиноцоизит
Кпш — калиевый полевой шпат
Крд — кордиерит
Крнд — корунд
Лейк — лейкоксен
Мнц — монацит
Мт — магнетит
Му — мусковит
Ол — оливин
Орт — ортоклаз
Пе — пелит
Пир — пироксен
$Пл_{80}$ — плагиоклаз № 80
Рог — роговая обманка
Рут — рутил
Сел — селадонит
Сер — серицит
Сил — силлиманит
Та — тальк
Ту — турмалин
Т/цв — темноцветный минерал
Фенг — фенгит
Флог — флогопит
Хл — хлорит
Шп — шпинель
Эп — эпидот

$$F\ (\text{железистость пород}) = \frac{FeO + Fe_2O_3}{MgO + FeO + Fe_2O_3} \cdot 100\ (\text{ат.кол.})$$

ЗАМЕЧЕННЫЕ ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
29	3—4 сверху	— рудный комплекс + + комплекс богатых руд; — — рудный комплекс; ... — в целом по рудному телу; ... — околорудный комплекс.	——— — рудный комплекс + + комплекс богатых руд; ——— — рудный комплекс; ----— в целом по рудному телу; ····· — околорудный комплекс.
	1 снизу	пвлигопов	полигонов
52	Последняя строка в боковике табл. 4.19		*V*
156	2 снизу в табл. 8.3	0,8	0,85